



Méthodologie d'analyse de levés électromagnétiques aéroportés en domaine temporel pour la caractérisation géologique et hydrogéologique

Pierre-Alexandre Reninger

► To cite this version:

Pierre-Alexandre Reninger. Méthodologie d'analyse de levés électromagnétiques aéroportés en domaine temporel pour la caractérisation géologique et hydrogéologique. Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 2012. Français. NNT : 2012ORLE2037 . tel-00802431

HAL Id: tel-00802431

<https://theses.hal.science/tel-00802431>

Submitted on 19 Mar 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET TECHNOLOGIES

*INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE D'ORLÉANS /
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES*

THÈSE présentée par :

Pierre-Alexandre RENINGER

Soutenue le : **24 octobre 2012**

Pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**

Discipline : Sciences de l'Univers

**Méthodologie d'analyse
de levés électromagnétiques aéroportés
en domaine temporel pour la caractérisation
géologique et hydrogéologique**

THÈSE dirigée par :

Yan CHEN

Professeur, ISTO, Université d'Orléans-CNRS, France

RAPPORTEURS :

Michel CHOUTEAU

Professeur, Ecole Polytechnique de Montréal, Canada

Pascal SAILHAC

Maître de Conférences, EOST, France

JURY :

Roger GUERIN

Professeur, Sisyphe, UPMC, France, Président du jury

Michel CHOUTEAU

Professeur, Ecole Polytechnique de Montréal, Canada

Guillaume MARTELET

Ingénieur de recherche, BRGM, France

Pascal SAILHAC

Maître de Conférences, EOST, France

Sophie VIOLETTE

Maître de Conférences, Sisyphe, UPMC, France

Yan CHEN

Professeur, ISTO, Université d'Orléans-CNRS, France

INVITÉS :

Jacques DEPARIS

Ingénieur de recherche, BRGM, France

José PERRIN

Ingénieur de recherche, BRGM, France

Remerciements

Ces trois années de thèse m'ont donné l'occasion d'échanger avec de nombreux interlocuteurs qui m'ont permis, chacun à sa façon, d'avancer dans mon travail : soit par des remarques et conseils, soit en me permettant de décompresser lorsque cela était nécessaire.

Je les remercie pour leur confiance et leur présence.

Je tiens à remercier tout particulièrement :

- mes trois encadrants (Guillaume Martelet, Jacques Deparis et José Perrin) et mon directeur de thèse (Yan Chen) pour leurs critiques incessantes, ainsi que pour ces très (très) nombreuses discussions. Merci pour votre implication.
- Michel Chouteau et Pascal Sailhac pour avoir accepté d'être les rapporteurs de mon travail.
- Roger Guérin, qui présida le jury, et Sophie Violette pour leur examen consciencieux de la thèse.
- Eric Lasseur et Laurent Beccaletto pour m'avoir fait profiter de leurs connaissances en géologie.
- Antonio Guillen et Gabriel Courrioux pour l'aide qu'ils m'ont apporté sur le Geomodeller[®].
- Aurélie Peyrefitte pour le partage amical du bureau C2-117 et les nombreux échanges que nous avons eus sur la thèse et ... sur plein d'autres choses.

Je remercie également tous les agents de l'ancienne unité G2R qui ont permis que ces trois années se déroulent idéalement et dans la bonne humeur, principalement Pierre Nehlig pour sa confiance et Claudine Delaporte pour son aide sur le plan administratif.

Enfin mes remerciements vont aussi à :

- Esben Auken pour son chaleureux accueil lors de mon séjour à l'université d'Aarhus (Danemark).
- la Région Centre et le BRGM pour avoir financé ce travail.
- mes proches, Aurore, mes parents et mon frère, pour leur amour, affection et soutien.

Table des matières

Remerciements	3
Table des figures	11
Table des tableaux	19
Introduction	21
1. Evolution des méthodes électromagnétiques aéroportées en domaine temporel	24
2. Contexte et objectifs	29
I. Electromagnétisme en domaine temporel	35
1. Théorie de l'électromagnétisme appliquée à la géophysique	38
1.1. Equations de Maxwell	38
1.1.1. Dans le vide.....	38
1.1.2. Equations généralisées	39
1.2. Equations d'onde.....	41
1.2.1. L'équation d'Helmholtz.....	41
1.2.2. Solution de l'équation d'Helmholtz pour le domaine diffusif	41
1.3. En présence de sources électromagnétiques	42
1.3.1. Les potentiels de Shelkunoff	42
1.3.2. La fonction de Green	43
1.4. Cas d'une boucle circulaire horizontale	45
1.4.1. Cas du demi-espace homogène	45
1.4.2. Cas du milieu tabulaire.....	48

2. Limites d'utilisation de l'électromagnétisme en domaine temporel	50
2.1. Bruits électromagnétiques	50
2.2. Bruits géologiques	52
2.3. Limites de résolution.....	53
2.3.1. Profondeur d'investigation	53
2.3.2. Effet d'une couche conductrice.....	54
2.3.3. Résolution verticale	55
2.3.4. Caractérisation de la conductivité du sous-sol.....	56
2.3.5. Equivalence.....	57
3. Mise en œuvre des méthodes électromagnétiques héliportées en domaine temporel	58
3.1. Le dispositif électromagnétique héliporté en domaine temporel	58
3.1.1. La boucle émettrice.....	59
3.1.2. La/les boucles réceptrices	59
3.1.3. Autres appareillages.....	59
3.2. Emission et réception du signal électromagnétique.....	60
3.2.1. L'émission.....	60
3.2.2. La réception	61
3.2.3. L'acquisition.....	62
3.3. Caractéristiques du levé étudié	63
4. Synthèse.....	64

II. Traitements des données..... **65**

1. Traitement des données de navigation.....	68
1.1. Données GPS	68
1.2. Données d'inclinaison	68
1.3. Données d'altitude.....	69

2. Traitement des données électromagnétiques en domaine temporel	71
2.1. Filtrages intégrés au logiciel Aarhus Workbench	71
2.2. Autres traitements existants	73
3. Décomposition en valeurs singulières	75
3.1. Généralités	75
3.2. Tests sur synthétiques	76
4. Singular Value decomposition as a denoising tool for airborne time domain electromagnetic data	82
4.1. Abstract	82
4.2. Introduction	83
4.3. SkyTEM data	84
4.4. The Singular Value Decomposition (SVD) and its applications	85
4.4.1. SVD Theory	85
4.4.2. Adapting SVD to TDEM data	86
4.4.3. Implementation of the SVD method: pre-denoising step	87
4.4.4. Denoising procedure	92
4.4.4.1. Gate rejection	92
4.4.4.2. Decay rejection	94
4.4.4.2.1. Capacitive coupling noises detection	94
4.4.4.2.2. Galvanic coupling noises detection	97
4.5. Discussion – Conclusion	99
4.6. Appendix A	101
4.7. Appendix B	102
5. Inversion des données électromagnétiques en domaine temporel	103
5.1. Généralités	103
5.2. Laterally constrained inversion	104

III. Interprétation du modèle de résistivité	107
1. Interprétation préliminaire	110
1.1. Caractérisation des failles	110
1.2. Mise en évidence de conducteurs profonds	112
2. Problématique d'interprétation	116
3. Characterization of a karstic chalk terrain using airborne time domain electromagnetic cross-interpreted with borehole data	118
3.1. Abstract	118
3.2. Introduction	119
3.3. Heliborne TDEM data	120
3.4. Geological, geophysical and hydrological context	121
3.5. Implemented methodology	124
3.6. Geological interpretation of the TDEM data	128
3.7. Hydrogeological implications	132
3.8. Conclusion –Discussion	134
3.9. Remarques	136
4. La SVD : un outil pour la caractérisation géologique ?	138
4.1. Correction de l'altitude de vol	138
4.2. Caractérisation géologique au travers des composantes	139
IV. Modélisation géologique 3D	143
1. Problématique de modélisation	146
2. Extraction de données d'orientation et de pendage	148
3. Paramétrisation de la modélisation jointe	150

4. Airborne time domain electromagnetic data combined with boreholes in an optimal 3D geological modeling	154
4.1. Abstract.....	154
4.2. Introduction	155
4.3. Heliborne TDEM data	156
4.4. Implemented methodology.....	157
4.5. Evaluation of the joint modeling	158
4.6. Discussion – Conclusion.....	165
 <i>Conclusion – Perspectives</i>	167
 1. Conclusion	169
2. Perspectives	171
2.1. Perspectives découlant des résultats du levé de Courtenay	171
2.2. Perspectives de développement	172
 <i>Bibliographie</i>	173
<i>Résumé</i>	190

Table des figures

Figure 0.1 Activité des systèmes EM héliportés au cours du temps, en regard de l'évolution de la demande en matières premières (Allard, 2007).	25
Figure 0.2 Dispositifs EM héliportés développés entre 1997 et 2007 (Thomson et al., 2007).	26
Figure 0.3 Présentation de la zone d'étude. (a) Localisation de la zone d'étude (rectangle noir). (b) Superposées au MNT, la projection du réseau de failles en surface (lignes blanches) et la carte piézométrique au niveau du karst des Trois Fontaines ; le drain est indiqué par un tireté noir, les dômes piézométriques par un D et l'exutoire principal par un point blanc. (c) Carte géologique simplifiée (d'après Pomerol, 1988), sur laquelle sont indiqués les positions des forages (triangles noirs), les communes principales (polygones gris) et le tracé des lignes de vol (lignes noires).....	30
Figure 1.1 Fonction de Green dans le domaine temporel, dans l'air et dans un espace infini de conductivité 0.01 S/m, à 100 m d'un point source unité émettant à $t = 0$ (Ward et Hohmann, 1988).....	44
Figure 1.2 Vue schématique de la diffusion d'une boucle de courant induite dans un demi-espace homogène.	46
Figure 1.3 (a) Réponses (en noir), approximations aux temps longs (en rouge) et (b) calcul des résistivités apparentes, en fonction du temps, pour des demi-espaces homogènes de conductivité 10, 1, 0.1, 0.01, 0.001 et 0.0001 S/m.....	47
Figure 1.4 (a) Réponses et (b) résistivités apparentes, en fonction du temps, pour un milieu à deux couches (en rouge, conductivité et épaisseur de la première couche : 0.01 S/m et 20 m, conductivité de la deuxième couche : 0.1 S/m), pour un milieu à trois couches (en bleu, conductivité et épaisseur de la première couche : 0.01 S/m et 20 m, conductivité et épaisseur de la deuxième couche : 0.1 S/m et 10 m, conductivité de la troisième couche : 0.01 S/m) et pour des demi-espaces homogènes (en noir) de conductivité 0.1 et 0.01 S/m.	48
Figure 1.5 Spectre du bruit EM (Macnae et al., 1984).	50
Figure 1.6 Effets des couplages (a) capacitifs et (b) inductifs/galvaniques. Deux mesures situées à moins de 100 m de celles affectées par les couplages font office de comparaison (Sørensen et al., 2000).....	51
Figure 1.7 (a) Réponses et (b) résistivités apparentes, en fonction du temps, pour un milieu à deux couches dont la première est conductrice (en rouge, conductivité et épaisseur de la première couche : 0.1 S/m et 20 m, conductivité de la deuxième couche : 0.01 S/m), pour un milieu à deux couches dont la première est résistante (en bleu, conductivité et épaisseur de la première couche : 0.01 S/m et 20 m, conductivité de la deuxième couche : 0.1 S/m) et pour des demi-espaces homogènes (en noir) de conductivité 0.1 et 0.01 S/m.	54

Figure 1.8 (a) Réponses et (b) résistivités apparentes, en fonction du temps, pour un milieu à trois couches dont une couche conductrice à 10 m de profondeur (en rouge, conductivité et épaisseur de la première couche : 0.01 S/m et 10 m, conductivité et épaisseur de la deuxième couche : 0.1 S/m et 10 m, conductivité de la troisième couche : 0.01 S/m), pour un milieu à trois couches dont une couche conductrice à 50 m de profondeur (en bleu, conductivité et épaisseur de la première couche : 0.01 S/m et 50 m, conductivité et épaisseur de la deuxième couche : 0.1 S/m et 10 m, conductivité de la troisième couche : 0.01 S/m) et pour des demi-espaces homogènes (en noir) de conductivité 0.1 et 0.01 S/m.	55
Figure 1.9 (a) Réponses et (b) résistivités apparentes, en fonction du temps, pour des demi-espaces homogènes de résistivité 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 110, 120, 130, 140 et 150 Ω .m.	56
Figure 1.10 Vues du système SkyTEM® ; (a) arrière et (b) avant de la boucle émettrice et (c) en plein vol.	58
Figure 1.11 Principe d'émission et de réception du signal EM.	60
Figure 2.1 Vue schématique de l'effet de l'inclinaison du dispositif sur la mesure d'altitude.	68
Figure 2.2 Données provenant des deux altimètres laser utilisés sur le système SkyTEM®. Entre 200 et 275 m, une zone boisée est survolée. Données brutes en (a) et différents passages du filtrage récursif sont présentés en (b), (c) et (d) (Auken et al., 2009a).	69
Figure 2.3 Présentation des filtres intégrés au logiciel Aarhus Workbench (modifié d'après HGG, 2011). Principe du filtre seuil ((a) intervalles en temps et (b) en pentes) et (c) du filtre trapèze.	72
Figure 2.4 Amplitudes des composantes principales en fonction de la fenêtre de temps, obtenues pour des décroissances TDEM identiques ; le calcul de la réponse a été effectué avec une première couche de conductivité 0.1 S/m et d'épaisseur 15 m et une deuxième couche de conductivité 0.01 S/m.	76
Figure 2.5 Amplitudes des composantes principales en fonction de la fenêtre de temps, obtenues pour des décroissances TDEM identiques auxquelles un bruit de fond a été ajouté (cf. texte) ; le calcul de la réponse a été effectué avec une première couche de conductivité 0.1 S/m et d'épaisseur 15 m et une deuxième couche de conductivité 0.01 S/m.	77
Figure 2.6 Exemple de reconstruction (en vert) d'une mesure affectée par du bruit (en bleu). En guise de comparaison, la décroissance TDEM non bruitée est également présentée (en noir) ; le calcul de la réponse a été effectué avec une première couche de conductivité 0.1 S/m et d'épaisseur 15 m et une deuxième couche de conductivité 0.01 S/m.	78
Figure 2.7 Amplitudes des composantes principales en fonction de la fenêtre de temps, obtenues pour des décroissances TDEM calculées pour différents milieux à deux couches (15 m d'épaisseur pour la première), les conductivités variant aléatoirement entre 0.01 et 0.1 S/m. Un bruit de fond a de plus été ajouté (cf. texte).	79

Figure 2.8 Amplitudes des composantes principales en fonction de la fenêtre de temps, obtenues après préparation des décroissances TDEM calculées pour différents milieux à deux couches (15 m d'épaisseur pour la première), les conductivités variant aléatoirement entre 0.01 et 0.1 S/m. Un bruit de fond a de plus été ajouté (<i>cf.</i> texte).....	80
Figure 2.9 Exemple de reconstruction avec (en rouge) et sans (en vert) préparation d'une mesure peu bruitée (en bleu). En guise de comparaison, la décroissance TDEM non bruitée est également présentée (en noir).	80
Figure 2.10 Exemple de reconstruction (en rouge) d'une mesure affectée dès les temps courts par du bruit (en bleu). En guise de comparaison, la décroissance TDEM non bruitée est également présentée (en noir).	81
Figure 2.11 Locations of the major cities in the study area (black outlined boxes) and the two valleys (written on white background).The rectangle shows the surveyed area.....	87
Figure 2.12 Plots of the 22 SVD components. The first component represents the average decay and the subsequent components are successively the average of the residual. See text for detailed comments.....	88
Figure 2.13 Plots of component 1 (dotted line), compared to plots in black line of (a) components 1+2, (b) components 1+7, (c) components 1+8 and (d) components 1+14 (multiplied by their eigenvalues).	89
Figure 2.14 (a) Weight map of the first component compared to (b) the map of the inverse of the flight height.....	90
Figure 2.15 Reconstruction of a decay measured above a conductor, (a) before with a dashed circle highlighting oscillations and (b) after rejecting the 1163 “noisiest” decays (see text for details). Dotted and black curves represent respectively the measured decay and the reconstructed one.....	91
Figure 2.16 Effect of the gate rejection phase exemplified on two noisy decays: (a) a decay affected mainly by oscillations and (b) a decay shifted at intermediate times. The black and gray curves represent respectively the measured and the reconstructed decay and black dots indicate the rejected gates.....	92
Figure 2.17 Plots of the percentage of rejected measures as a function of the gate number. Black dots represent the data. The percentage of rejection increases with gate number since the signal-to-noise ratio decreases with time.	93
Figure 2.18 Location of the inventoried man-made installations seen on the flight video superimposed on the map of the sum of the weights of the “noisy components”. Crosses and black dots correspond respectively to power lines and other man-made installations.	95
Figure 2.19 Example of sliding maximum filter applied on the normalized weights of the 18 th component, for a window size of 50 soundings. Gray dots correspond to the normalized weights and black and dashed black lines represent respectively the envelope of the maxima and their average.	96

Figure 2.20 Number of rejected decays as a function of the window size of the sliding maximum filter. Black dots represent the data. The curve decreases with the interval size to obtain a unique maximum for an interval containing all the dataset.....	96
Figure 2.21 Location of the rejected decays superimposed on the map of the sum of the weights of the “noisy components” for a sliding maximum filter with a window size of (a) 30, (b) 50 and (c) 70.....	97
Figure 2.22 Conductor positions, obtained by application of the K-means algorithm, superimposed on the map of the sum of the weights of the “noisy components”.....	98
Figure 2.23 Examples of plots of component 1 (dotted line), compared to plots in black line of the sum of the first component with 6 others components (multiplied by their eigenvalues).....	101
Figure 2.24 Weight maps of 6 SVD components. Components 2, 3 and 4 were considered as “geological components” whereas components 7, 10 and 18 were identified as “noisy components”.....	102
Figure 2.25 Principe de la LCI. ρ , d et R représentent respectivement la résistivité, la profondeur et la contrainte (Auken et al., 2005).....	104
Figure 2.26 Fenêtres de paramètres du logiciel Aarhus Workbench pour l’inversion des données TDEM, (a) a priori sur le modèle tabulaire et (b) choix des contraintes.....	105
Figure 3.1 Distributions de résistivité (krigeage) pour différentes tranches d’altitude, (a) 160-170 m, (b) 150-160 m, (c) 140-150 m, (d) 130-140 m, (e) 120-130 m, (f) 110-120 m, (g) 100-110 m, (h) 90-100 m, (i) 80-90 m, (j) 70-80 m, (k) 60-70 m, (l) 50-60 m.	111
Figure 3.2 Projection du réseau de failles en surface (cf. Introduction partie 2), superposée à la distribution de résistivité pour la tranche d’altitude 140-150 m.	112
Figure 3.3 La projection du réseau de failles en surface et la carte piézométrique, superposées à la distribution de résistivité pour la tranche d’altitude 70-80 m. Le drain karstique et les dômes piézométriques sont respectivement indiqués par un tireté noir épais et les lettres D . Les descriptions de trois forages, situés à environ 150 m d’altitude et à proximité du conducteur A, sont également présentées.	113
Figure 3.4 Comparaisons des modèles de résistivité issus de l’électrique au sol et de l’EM aéroporté au niveau de (a) A et (c) B. Les positions des deux profils (lignes bleues) et des sondages EM (points noirs) sont également présentées en (b) et (d) ; les points rouges indiquent les sondages EM affichés en (a) et (c)...	114
Figure 3.5 Géométrie observée dans la craie au nord-ouest de Le Bout de la ville (Normandie), et son interprétation (Quine et Bosence, 1991). C1 et C2 marquent deux creux de géométrie. BMW et BW indiquent respectivement des facies de bryozoaires mud-wackestone et wackestone (Dunham, 1962). Les T indiquent les surfaces de troncature.	116
Figure 3.6 Profil sismique réalisé près de Provins (Ile-de-France) et son interprétation (Esmerode et Surlyk, 2009).....	116

Figure 3.7 Observations, sur la zone d'étude, (a) de figures d'altération et (b) de bancs de silex inclinés (tireté blanc) par rapport au plan horizontal (ligne blanche), indiquant un début de géométrie.	117
Figure 3.8 Simplified geological map of the study area (modified from Pomerol, 1988). Boreholes are indicated by black triangles and two reprocessed seismic lines are represented by thick dashed black lines. The black rectangle on the geographic map in the box locates the study area with respect to Paris.	122
Figure 3.9 Interpretation of the reprocessed E-W seismic line over the study area. Red lines display faults locations.	123
Figure 3.10 Interpreted seismic faults projected up to surface (white lines) and contours of the piezometric map superimposed on the digital elevation model. Bold letters D and the dashed black line locate respectively the piezometric domes and the drainage axis. The main outlet is indicated by a bold white dot NW of the study area.	124
Figure 3.11 Resistivity profile along flight line. Boreholes located within a distance of 50 m of the profile are also displayed; clays are represented in white in boreholes and chalk in black.	125
Figure 3.12 Resistivity distributions of chalk (in green), Quaternary deposits (in yellow) and clays (in blue). Histogram of all the resistivities contained in the 1D layered models is displayed as white bars. A zoom between resistivities 36 and 67 $\Omega.m$ is also displayed.	126
Figure 3.13 Focus on resistivities between 36 and 67 $\Omega.m$. (a) Density of occurrence of the resistivities as a function of their average depth; shading as a function of the density of occurrence has been applied. Three sub-sets A, B and C appear (see comments in the text). In boreholes, green, blue and yellow triangles display the interpolated resistivities in function of their average depths in chalk, clays or Quaternary deposits respectively. (b) Superimposed on the digital elevation model, location in map view of the inverted layers contained in the sub-sets A, B, and C, in blue, yellow and green respectively. Green, blue and yellow triangles show the locations of the boreholes used in (a).	127
Figure 3.14 (a) Resistivity of the top most part of the chalk (minimum curvature) and (b) depth of the iso-resistivity surface 110 $\Omega.m$ (top of C1). Dashed blue lines represent the interpreted limits of the C2 chalk deposit. Reinterpreted faults network for the first 150 m is displayed as black lines (see text). Dashed black lines in (b) locate two resistivity profiles P1 and P2 extracted from the 3D resistivity model.	128
Figure 3.15 Comparison between the extracted resistivity profile P1 with the E-W seismic line. Boreholes located within a distance of 50 m of the profile are also displayed; clays are represented in white in boreholes and chalk in black. The white and black dashed lines represent the interpreted top of the chalk and the interface between C1 and C2 respectively. Markers indicate intersections with flight lines.	129
Figure 3.16 Resistivity profile P2 crossing the C2 chalk. Boreholes located within a distance of 50 m of the profile are displayed; clays are represented in white in boreholes and chalk in black. The dashed white line represents the interpreted top of the chalk and the dashed black line highlights the interface between C1 and C2.	131

Figure 3.17 Courtenay geological framework derived from electromagnetic results. Black closed contour highlights the position of the karstic drainage within this framework. Weathering zones are represented in grey.....	131
Figure 3.18 Contours of the piezometric map superimposed on the depth of the iso-resistivity surface 110 Ω .m (top of C1). Piezometric domes are highlighted with bold letters D. Reinterpreted location of the faults for the first 150 m is displayed as black lines (see text). Dashed black lines locate three resistivity profiles P3, P4 and P5 extracted from the 3D resistivity model. The main outlet is indicated by a black dot N-W of the study area.....	132
Figure 3.19 Resistivity profiles extracted from the 3D resistivity model; (a) along piezometric domes west of the drainage axis (P3), (b) along the drainage axis (P4), (c) perpendicular to the drainage axis (P5). The dashed white line and the black line represent respectively the interpreted top of the chalk and the piezometric level (see text for comment).....	133
Figure 3.20 Affleurements de craie observés dans l’alignement du dépôt C2 ; un fossile d’inocérame est présenté sur la photographie de droite. La localisation des deux sites d’observations est indiquée sur la carte de distribution de résistivité au toit de la craie.....	137
Figure 3.21 (a) Poids de la première composante en fonction de l’altitude de vol et résultat de l’ajustement polynômial (en rouge). (b) Poids corrigés en fonction de l’altitude de vol.....	138
Figure 3.22 Comparaison entre (a) la distribution de résistivité (krigeage), obtenue par inversion, entre 0 et 10 m de profondeur et (b) la carte de poids de la première composante (courbure minimale).....	139
Figure 3.23 Comparaison entre (a) la distribution de résistivité (krigeage), obtenue par inversion, entre 10 et 20 m de profondeur et (b) la carte de poids de la deuxième composante (courbure minimale).....	140
Figure 3.24 Comparaison entre (a) la distribution de résistivité (krigeage), obtenue par inversion, entre 50 et 120 m de profondeur et (b) la carte de poids de la troisième composante (courbure minimale).	141
Figure 3.25 Comparaison entre (a) la distribution de résistivité (krigeage), obtenue par inversion, entre 20 et 40 m de profondeur et (b) la carte de poids de la quatrième composante (courbure minimale).	142
Figure 4.1 Modélisation du toit de la craie, (a) géologique et (b) EM.	147
Figure 4.2 Altitude du toit de la craie TDEM. Les cercles et lignes noires, de longueurs proportionnelles à la valeur du pendage, montrent la position, le pendage et l’orientation des pentes échantillonnées.....	148
Figure 4.3 Présentation des paramètres d’interpolation à définir sous Geomodeller®.	150
Figure 4.4 Création des différents jeux de forages ayant servi à évaluer la précision des modèles calculés. Les forages de contrôle et de contrainte résultent d’une répartition aléatoire des 129 forages d’origine. .	151

Figure 4.5 Erreurs moyennes obtenues en fonction de la portée, au niveau des forages de contrôle et de contrainte, pour les cinq jeux de forages considérés. Les croix bleues, les rectangles verts et les ronds rouges indiquent respectivement des effets de pépite sur les forages de 10^{-6} , $5 \cdot 10^{-6}$ et 10^{-5}	152
Figure 4.6 Sampling of the slopes of the geophysical top of the chalk. Black points and black lines, with lengths proportional to the dip, represent respectively the location and the dip/orientation of the sampled slopes.....	158
Figure 4.7 Modelling of the top of the chalk over Courtenay area with a set of boreholes with 90 % of constraining boreholes; (a) geophysical model, (b) geological model, (c) geophy-geological model.....	159
Figure 4.8 Average errors of the geological (crosses), geophysical (squares) and joint (dots) models for the five sets of boreholes considered; (a) at the control boreholes, (b) at the constraining boreholes.	160
Figure 4.9 Cross-section displaying the geological (in green), geophysical (in blue) and joint (in red) models for (a) 3 and (b) 1 constraining boreholes within the profile. Constraining boreholes are indicated by a C. Boreholes within a distance of 100 m of the profile are displayed; clays are represented in white in boreholes and chalk in black. Short black lines and black dots on the red model display respectively the geophysical slopes oriented along and sub-perpendicular to the profile within a distance of 100 m.	161
Figure 4.10 Average errors of the geological (crosses), geophysical (squares) and joint (dots) models at the control boreholes in function of the percentage of constraining boreholes.....	162
Figure 4.11 Modelling of the top of the chalk over Courtenay area with 10 % constraining boreholes; (a) geophysical model, (b) geological model, (c) geophy-geological model.....	162
Figure 4.12 Difference in altitude between two joint models computed with 90 and 10 % of constraining boreholes. Constraining boreholes location appears as black dots and circles for respectively 90 and 10 %.	163
Figure 4.13 For 10 % of constraining boreholes: average errors of the geological (crosses), geophysical (squares) and joint (dots) models at the control boreholes for the five sets of boreholes considered.	164
Figure 4.14 Evolution of the median of the error with depth of the top of the chalk documented in the control boreholes, for the geophysical (squares) and the joint (dots) models.	164

Table des tableaux

Tableau 1.1 Caractéristiques du dispositif de mesures SkyTEM [®] mis en œuvre dans la région de Courtenay	63
---	----

Introduction

Ce travail de thèse présente le développement d'outils méthodologiques pour l'analyse de levés électromagnétiques héliportés en domaine temporel (HTEM) dans le cadre d'études géo-environnementales. Ces derniers permettent une cartographie de la résistivité de la subsurface et sont donc particulièrement profitables à la caractérisation géologique et hydrogéologique.

La méthode HTEM fait suite à 50 ans de recherche dont l'évolution est présentée ci-dessous, posant ainsi le cadre dans lequel s'inscrit la thèse. Le contexte et les objectifs de celle-ci sont alors ensuite discutés.

1. Evolution des méthodes électromagnétiques aéroportées en domaine temporel

Les phénomènes ElectroMagnétiques (EM) sont décrits par les lois d'Ohm, d'Ampère, de Gauss et de Faraday, formulées au cours du 19^e siècle et traduites au travers des équations de Maxwell. Le comportement d'une onde EM dépend de la conductivité et de la permittivité diélectrique du milieu rencontré. L'utilisation d'une telle onde en géophysique se révèle donc utile dans un large panel d'applications, les mesures pouvant s'effectuer avec des dispositifs aéroportés, marins, en forage ou au sol.

Le développement de l'EM aéroporté, et plus particulièrement en domaine temporel (TDEM), fait l'objet de différentes publications (Palacky and West, 1991 ; Smith et Annan, 1997 ; Fountain, 1998 ; Nabighian et Macnae, 2005 ; Sheard et al., 2005 ; Allard, 2007 ; Macnae, 2007 ; Thomson et al., 2007 ; Fountain, 2008 ; Zhdanov, 2010 ; Everett, 2012). Un résumé des principaux événements ayant conduit aux dispositifs HTEM est présenté ici.

Au milieu du 20^e siècle, afin de répondre, d'une part, à la forte demande en ressources naturelles au sortir de la seconde guerre mondiale et, d'autre part, au besoin de posséder des réserves stratégiques (cuivre, plomb, zinc et nickel) géographiquement sûres à l'entrée dans la guerre froide, des explorations géophysiques à grande échelle ont été entreprises au Canada. Le climat rude de ce pays, nécessitant des acquisitions rapides dans des régions peu peuplées, et le contraste de résistivité existant entre le bouclier résistant et le comportement très conducteur de nombreux dépôts connus ont conduit au développement de dispositifs EM aéroportés.

La première tentative d'utilisation d'un tel dispositif est attribuée à Hans Lundberg en 1946. Cependant, ce système s'est révélé être inutilisable. Ainsi, le premier système opérationnel a été développé en 1949 par les sociétés Stanmac Ltd. et McPhar Geophysics Ltd. ; s'en est suivi la découverte au Canada du premier dépôt attribuée à un dispositif EM aéroporté en 1954. Ce succès a immédiatement conduit à l'émergence d'un nouveau marché, et dix systèmes ont vu le jour avant 1960. On note notamment le développement d'un dispositif fréquentiel en 1953 par le Geological Survey of Finland (couverture EM complète de la Finlande en 1972) et du premier dispositif temporel aéroporté, l'INPUT[®] (INDuced PULse Transient), en 1959. Dans les années 1970, ce dernier est alors utilisé dans 70 % des acquisitions.

Durant ces années, le développement des dispositifs EM aéroportés a suivi deux philosophies bien distinctes. D'un côté, les systèmes héliportés en domaine fréquentiel (HFEM) (*e.g.* Dighem[®]), de par une bonne maniabilité et une vitesse et une altitude de vol faibles, possèdent une résolution latérale élevée quelle que soit la topographie du terrain, pour une caractérisation de la proche surface ou de géologies complexes. Une cartographie de la résistivité du sous-sol est alors rendue possible (Fraser, 1978), marquant une diversification dans les études telle que l'exploration minière (prospection d'or et de diamant ; Hogg et Boustead, 1990), les études d'ingénierie (bathymétrie ; Won et Smits, 1986) ou encore les prospections

hydrologiques (Sengpiel, 1986). De l'autre côté, les systèmes temporels « fixed-wing » (FTEM, *e.g.* GEOTEM®, QUESTEM® et SPECTREM®) permettent de détecter des conducteurs profonds, par exemple, pour la prospection d'uranium (*e.g.* le bassin de l'Athabasca au Canada ; Fouques et al., 1986).

A la fin des années 1980 et au début des années 1990 plusieurs améliorations sur les systèmes FTEM sont apparues : l'arrivée des récepteurs numériques (Thomson, 1987 ; Annan, 1990), permettant une réduction significative du niveau de bruit (Smith, 1994) ; la mesure de plusieurs composantes (Smith et Keating, 1996) ; l'ajustement (diminution/augmentation) de la fréquence de base de la forme d'onde au contexte géologique (Annan et Lockwood, 1991 ; Duncan et al., 1992 ; Smith et al., 1996). Ce dernier changement fut important pour une utilisation des systèmes EM à travers le monde, particulièrement pour la prospection en Australie (Annan et Lockwood, 1991). En effet, en cas de présence d'une couverture conductrice, l'utilisation d'une fréquence de base plus basse permet de diminuer significativement son effet sur les mesures et donc de mieux caractériser les formations géologiques en profondeur.

Durant les années 1990, les systèmes FTEM sont alors très utilisés dans le domaine minier, notamment en Australie (Shalley et Harvey, 1992 ; Webb et Rohrlach, 1992 ; Anderson et al., 1993). On relève également l'existence d'autres études, pour l'hydrologie (Street, 1992 ; Odins et al., 1995) et l'exploration pétrolière (Rowe et al., 1994). Plusieurs systèmes FTEM, tels que le MEGATEM® et le TEMPEST®, sont développés durant ces années.

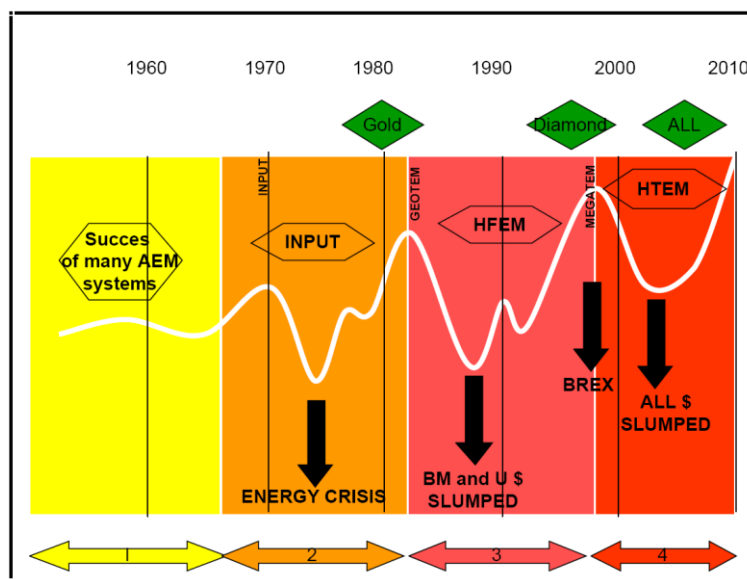


Figure 0.1 *Activité des systèmes EM héliportés au cours du temps, en regard de l'évolution de la demande en matières premières (Allard, 2007).*

Cependant, la fin des années 1990 est marquée par une période économique difficile et la dominance du marché par une seule compagnie, poussant l'EM aéroporté à s'adapter. C'est ainsi que l'idée d'un dispositif héliporté TDEM (HTEM) a mûri. Ce dernier combine alors les avantages des systèmes HFEM (bonne résolution latérale et en proche surface quel que soit la topographie du terrain) avec ceux des systèmes FTEM (bonne profondeur d'investigation, source coupée durant les mesures).

Ainsi, au début des années 2000, plusieurs systèmes HTEM ont été développés, dont le VTEM[®], l'AeroTEM[®], le SkyTEM[®] et l'HoisTEM[®], et deviennent très utilisés dans le domaine minier (Hashemi et Meyers, 2004 ; Fountain et al., 2005) mais aussi pour des études environnementales (Hammack et al., 2002 ; Balridge et al., 2007). Le succès des dispositifs HTEM est immédiat. Ils sont, de nos jours, employés pour une cartographie détaillée de la subsurface (Martinez et Pitcher, 2008 ; Pfaffhuber et al., 2009 ; Vrbancich, 2009 ; Jørgensen et al., 2010 ; Teatini et al. 2011 ; Vittecoq et al., 2011 ; Godber et al., 2012).

Sur le graphique en Figure 0.1, publié par Allard (2007), il apparaît clairement que le développement et l'utilisation des différents systèmes EM héliportés, au cours du temps, ont été dictés par l'évolution de la demande en matières premières, touchée par de nombreuses crises. Un aperçu des dispositifs développés entre 1997 et 2007 a été publié par Thomson et al. (2007) (Figure 0.2). On note l'apparition, sur un temps relativement court (entre 2001 et 2007), de nombreux appareils HTEM, utilisés aujourd'hui.

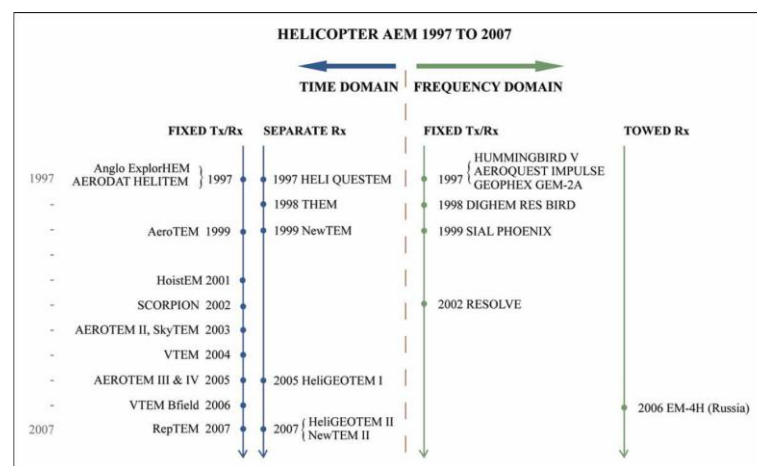


Figure 0.2 Dispositifs EM héliportés développés entre 1997 et 2007 (Thomson et al., 2007).

En parallèle à l'utilisation des systèmes TDEM aéroportés, de nombreuses recherches ont été et continuent d'être menées afin d'améliorer la précision/fiabilité et l'interprétation des données.

- Outre l'augmentation du moment magnétique, limitée, d'un point de vue matériel, par l'utilisation d'une taille de boucle raisonnable et, d'un point de vue pratique, par la volonté d'avoir une bonne résolution latérale, la réduction/réjection du bruit résulte de la combinaison de procédures linéaires et non-linéaires. Relativement peu d'articles ont été publiés sur ce sujet (*e.g.* Macnae et al., 1984 ; Spies, 1988 ; Munkholm et Auker, 1996), les méthodes utilisées au sein des compagnies étant confidentielles.
- L'amélioration de la fiabilité/précision des résultats passe également par une mesure précise, à la fois, de l'altitude (Vrbancich et Fullagar, 2007 ; Auker et al., 2009a) et de l'inclinaison de l'émetteur et du récepteur (Auker et al., 2009a) et par une prise en compte stricte de la géométrie du système et des caractéristiques des émetteurs et récepteurs (Christiansen et al., 2011). Une amélioration de la résolution horizontale des systèmes FTEM a aussi été proposée par Smith et Chouteau (2006).
- Une meilleure cartographie des propriétés physiques est également à l'étude ; la conductivité est le paramètre géophysique possédant une des plus grandes dynamiques. Aucun système EM n'est sensible à

toute la gamme de valeurs. Cependant, certaines améliorations ont été proposées. Une mesure du champ secondaire et non de sa dérivée par rapport au temps, grâce notamment à un détecteur SQUID (Lee et al., 2002 ; Le Roux et Macnae, 2007) ou une intégration de la force électromotrice mesurée (Smith et Annan, 2000), permet une meilleure sensibilité en présence de forts conducteurs (Smith et Annan, 1998). On note également la possibilité de mieux caractériser des terrains peu conducteurs en mesurant la réponse durant l'émission (Annan et al., 1996) ; l'annulation du champ primaire ayant été étudiée par Smith (2001) et Balch et al. (2003). De plus, Macnae et Smiarowski (2007) ont analysé la capacité d'un dispositif EM modifié à détecter des conducteurs parfaits. Dans une autre optique, des tests ont été effectués afin d'imager la perméabilité magnétique du sous-sol (Pavlov et Zhdanov, 2001 ; Zhdanov et Pavlov, 2001). Une cartographie de la porosité apparente à partir de données HFEM a aussi été proposée par Ley-Cooper et al. (2006).

- Enfin l'amélioration des outils d'interprétation des mesures TDEM est un axe de recherche très prisé aujourd'hui. Pendant de nombreuses années, l'interprétation s'est faite grâce à des modèles 1D ou 2D. Cependant, depuis une vingtaine d'année, les modèles 3D deviennent de plus en plus utilisés grâce au développement de nouvelles méthodes mathématiques et à l'augmentation de la puissance des ordinateurs. Il est possible de diviser les méthodes d'interprétation existantes en trois parties : on s'intéresse directement à la forme de la réponse, on modélise des réponses théoriques ou on transforme les mesures en modèles de résistivité par inversion ou imagerie.
 - S'intéresser directement aux formes des réponses pour interpréter les mesures nécessite de les caractériser en termes de décroissance et d'amplitude (Palacky, 1976 ; Svilans, 2006 ; Claprood et al., 2008). Cette méthode peut se révéler efficace dans le cas de l'exploration minière où de forts contrastes sont attendus.
 - Il existe différentes méthodes pour modéliser la diffusion du champ EM et particulièrement la réponse mesurée au récepteur (Hohmann, 1983 ; Oristaglio et Spies, 1999 ; Avdeev, 2005 ; Börner, 2010). Les intégrales mises en jeu dans les équations de Maxwell peuvent être calculées, par exemple, par évaluation de la transformée de Hankel (Anderson, 1979 ; Christensen, 1990). La formulation en équations intégrales est particulièrement efficace pour calculer la réponse de corps 3D contenus dans un milieu de géologie simple (Wannamaker et al., 1984 ; Singer, 2008 ; Van der Berg et al., 2008 ; Schamper, 2009). Pour des milieux tabulaires, comme simplification des calculs intégraux 1D, Christensen (2002) propose d'utiliser un demi-espace dont la conductivité varie avec le temps et est directement liée à la diffusion du champ EM. La modélisation de la réponse EM peut également se faire en approximant les corps conducteurs par des plaques (Lamontagne et al., 1988 ; Liu et Asten, 1993) ou des dipôles électriques et magnétiques (Sattel et Reid, 2006). Cependant, dans le cas d'une géologie plus complexe, il est préférable d'utiliser les méthodes des différences ou éléments finis (Coggon, 1971 ; Oristaglio et Hohmann, 1984 ; Wang et Hohmann, 1993 ; Commer et Newman, 2004 ; Streich, 2009 ; Yegorov, 2009 ; Um et al., 2010) ou encore de Lanczos (Druskin et Knizhnerman, 1994 ; Remis et Van den Berg, 1997).

- L'inversion et l'imagerie permettent de trouver un modèle de résistivité expliquant les mesures EM. L'imagerie est équivalente numériquement à une modélisation précédant une inversion et tente de trouver, à chaque temps, la profondeur de l'image de la source, de laquelle on déduit la vitesse de diffusion et donc la conductivité (Macnae et al., 1991 ; Wolfgram et Karlik, 1995 ; Fullagar et Reid, 2001 ; Huang et Rudd, 2008). Une autre méthode d'imagerie consiste à réaliser une migration s'inspirant de celle réalisée en sismique (Zhdanov, 1999). L'inversion, quant à elle, tente d'approximer (théorie de la régularisation, Tikhonov et Arsenin, 1977) au mieux les mesures observées par itération de la modélisation. Une méthodologie entre l'imagerie et l'inversion est proposée par Tartaras et al. (2000) et Combrinck (2006). Contrairement à la modélisation qui est couramment réalisée en 3D, l'inversion 1D ou pseudo-2D est encore très utilisée à cause de la grande quantité de données à stocker et du temps de calcul (Wilson et al., 2006), bien qu'il ait été démontré son incapacité à caractériser des objets 2D ou 3D (Ellis, 1998). Ainsi, les inversions considèrent couramment des milieux tabulaires 1D (Farquharson et Oldenburg, 1993 ; Chen et Raiche, 1998 ; Sattel, 2005 ; Vallée et Smith, 2009a), pouvant être contraints latéralement (Auken et al., 2005 ; Vallée et Smith, 2009b). Cependant, devant l'obligation d'obtenir un algorithme d'inversion 3D opérationnel, certaines approximations ont été proposées (Zhdanov et Tartaras, 2002 ; Zhdanov et Chernyavskiy, 2004 ; Viezzoli et al., 2008). On note également l'apparition de plusieurs avancées en termes d'inversion 2D et 3D (Commer, 2003 ; Newman et Commer, 2005 ; Cox and Zhdanov, 2008 ; Cox et al., 2010 ; Combrinck et al., 2012 ; Guillemoteau et al., 2012 ; Yang et Oldenburg, 2012).

2. Contexte et objectifs

Les dispositifs HTEM sont très populaires depuis le début des années 2000 de par leur capacité à imager finement la résistivité de la subsurface. En ce sens, dans le cadre du projet GeoCentre visant à améliorer la connaissance géologique et hydrologique de la Région Centre, le BRGM a mis en œuvre, en 2009, une campagne HTEM utilisant le système SkyTEM® (Sørensen et Auken, 2004) développé par l'université d'Aarhus (Danemark). Ce dispositif, conçu pour les études hydrogéophysiques, assure une investigation de qualité aussi bien à faibles qu'à plus fortes profondeurs grâce à l'utilisation alternée de deux moments magnétiques. Plusieurs études réalisées dans des contextes variés et utilisant le système SkyTEM® ont été publiées. Des vallées enfouies, formations aquifères importantes, ont ainsi pu être imagées au Danemark (Sørensen et al., 2004 ; Auken et al., 2008 ; Jørgensen et al., 2010) et en Allemagne (Steuer et al., 2009). Une cartographie hydrogéologique de l'île de Santa Cruz (Galápagos) mettant en évidence l'existence d'un aquifère perché a également été réalisée (D'Ozouville et al., 2008). Récemment, le système a aussi été utilisé pour cartographier la transition entre les sédiments saturés en eau salée et ceux saturés en eau douce au niveau de la lagune de Venise (Italie ; Viezzoli et al., 2010 ; Teatini et al., 2011). Enfin, des prospections hydrogéologiques, environnementales et minières ont été effectuées en Australie (Reid et al., 2010). Ceci a notamment permis de caractériser plusieurs paléo chenaux (Reid et Viezzoli, 2007 ; Godber et al., 2012).

Le système SkyTEM® est ainsi particulièrement adapté pour répondre aux différentes questions géo-environnementales soulevées par le projet GéoCentre. En effet, comme précisé dans la partie précédente, le développement de tels dispositifs ainsi que celui d'algorithmes de filtrage, de modélisation et d'inversion ont progressivement rendu possible la réalisation de travaux tels que ceux cités précédemment. Cependant, dans le cadre d'études géo-environnementales exigeant une mesure très précise (Sørensen et Auken, 2004) et une connaissance fiable et détaillée de la géologie, certains aspects de l'analyse de levés HTEM nécessitent d'être particulièrement approfondis. Tout d'abord, les zones survolées sont, le plus souvent, anthropisées. Or, la présence d'installations humaines peut considérablement altérer la qualité des mesures TDEM et donc la fiabilité du modèle de résistivité qui en découle. La phase de traitement des données se retrouve donc être délicate, très gourmande en temps et subjective ; celle-ci est en partie réalisée manuellement. Ensuite, la résistivité est un paramètre physique complexe liée aux propriétés des roches (minéralogie, porosité) ; celles-ci pouvant être affectées par différents phénomènes tels que l'altération. Une même lithologie peut donc présenter des résistivités très différentes au sein d'une zone d'étude. L'interprétation du modèle issu de l'inversion des données TDEM n'est alors en aucun cas univoque (*i.e.* un simple pointé d'une iso résistivité ne peut être satisfaisant sur l'ensemble de la zone) et nécessite de l'information a priori. Enfin, les résultats d'inversion souffrant d'incertitudes en termes de profondeurs et de résistivités, un modèle géologique reposant directement sur cette interprétation ne peut rendre compte, que de manière relative, de la géologie de la zone. Cette thèse aborde ainsi, d'un point de vue méthodologique, ces divers aspects de l'analyse de levés HTEM afin de proposer une interprétation détaillée à finalités géologique et hydrogéologique.

Ce travail s'appuie sur un levé SkyTEM® réalisé en février 2009 dans la région de Courtenay (nord-est de la région Centre, rectangle noir sur la Figure 0.3a). La zone d'étude s'étend sur une superficie de 11.2 x 16.5 km² et comprend notamment les communes de Château-Renard et de Chuelles. La topographie de celle-ci est marquée, d'une part, par deux vallées orientées est-ouest au nord et au sud à environ 110 m d'altitude et, d'autre part, par un pendage vers le nord-ouest avec un maximum d'altitude à 198 m au sud-est et un minimum d'altitude à 120 m au nord-ouest (Figure 0.3b). Les différentes lignes volées sont tracées sur la Figure 0.3c.

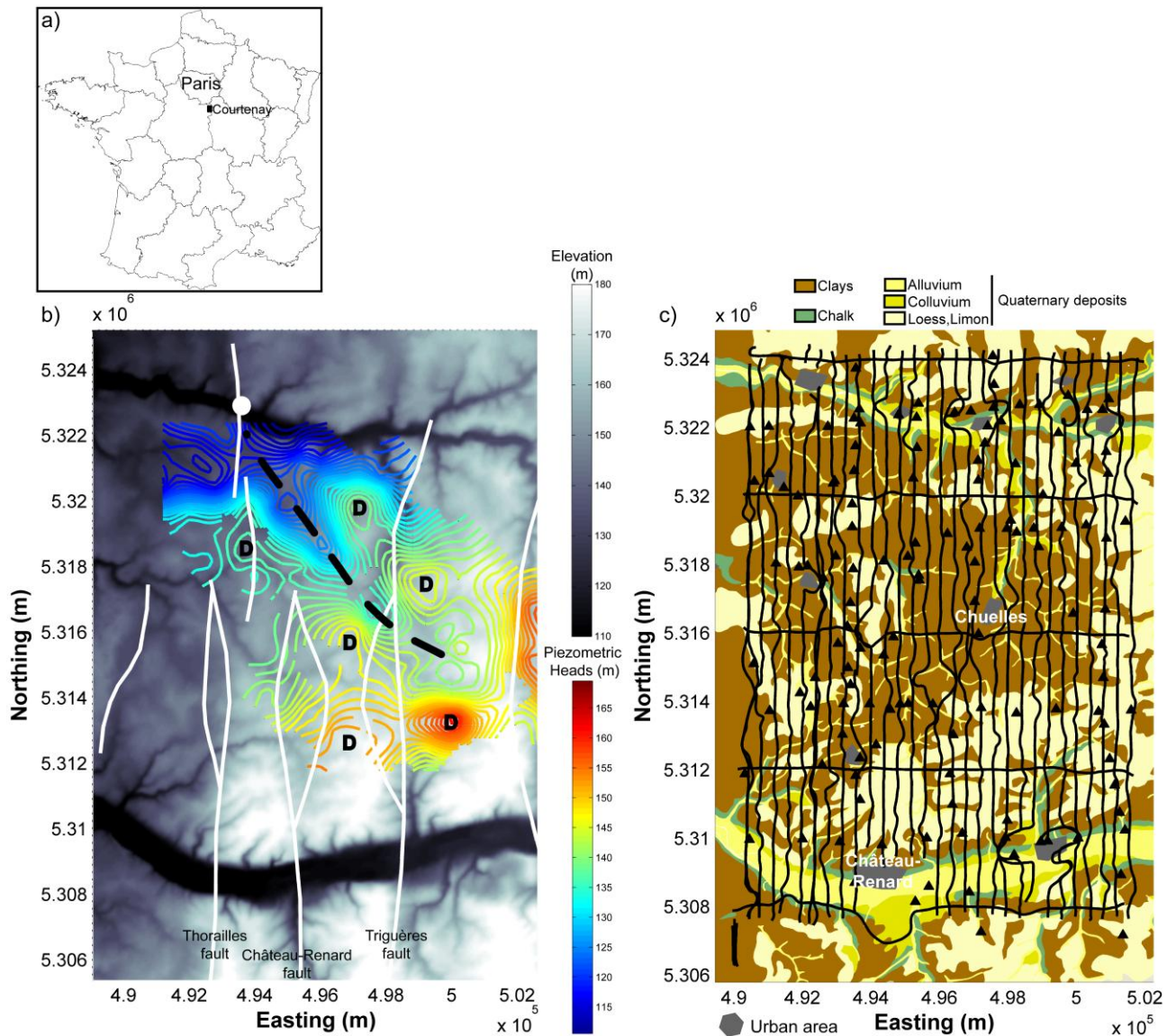


Figure 0.3 *Présentation de la zone d'étude. (a) Localisation de la zone d'étude (rectangle noir). (b) Superposées au MNT, la projection du réseau de failles en surface (lignes blanches) et la carte piézométrique au niveau du karst des Trois Fontaines ; le drain est indiqué par un tireté noir, les dômes piézométriques par un D et l'exutoire principal par un point blanc. (c) Carte géologique simplifiée (d'après Pomerol, 1988), sur laquelle sont indiqués les positions des forages (triangles noirs), les communes principales (polygones gris) et le tracé des lignes de vol (lignes noires).*

Il a été demandé au pilote de l'hélicoptère de contourner les principales communes de la zone. Cependant, de nombreuses installations humaines telles que les lignes électriques, routes, canalisations n'ont pu être

[30]

évitées. Une attention toute particulière doit donc être portée au débruitage des données EM afin d'éviter toute interprétation erronée des résultats en termes de géologie.

La carte géologique simplifiée (d'après Pomerol, 1988) de la zone d'étude est présentée en Figure 0.3c. La géologie est relativement tabulaire et composée d'un plateau de craies Coniacienne et Santonienne (Crétacé Supérieur), recouvertes d'argiles, à silex (altérites issues de la craie) ou à « chailles » (associées à des dépôts venant du Massif Central). On note également la présence de dépôts quaternaires tels que des loess, limons et notamment des alluvions au niveau des deux vallées, laissant apparaître plusieurs affleurements de craie. Etant donnée la platitude de la zone d'étude et l'altération de la craie, aucune faille n'a pu être cartographiée. La craie étant plutôt électriquement résistante et les argiles plutôt conductrices (Palacky, 1988), les données TDEM semblent adaptées pour caractériser la géologie de la zone. Cependant, la craie peut présenter de nombreux faciès, dont la résistivité peut grandement varier. Ainsi, des dépôts différents marqués par la présence de géométries (Lasseur, 2007) et/ou des phénomènes de dissolution (Quesnel, 1997) sont couramment observés au niveau des falaises de craie (par exemple en Normandie). Une analyse détaillée du modèle de résistivité est donc nécessaire afin d'en contraindre l'interprétation.

Le nombre de données disponibles sur la zone, rend celle-ci particulièrement intéressante à étudier. Etant un champ pétrolier, de nombreux forages, référencés dans la BSS (Banque de données du Sous-Sol), ont été réalisés (triangles noirs sur la Figure 0.3c). Ces derniers ont été précédemment utilisés pour la cartographie de l'épaisseur de la couche des argiles à silex et à « chailles », d'un grand intérêt notamment pour la prospection de matériaux de construction. De plus, deux lignes sismiques pétrolières retraitées récemment (Beccaletto et al., 2011) ainsi que d'autres données BRGM ont permis la cartographie du réseau de failles profond pour différents âges stratigraphiques (du Permien au Cénomanien), venant ainsi compléter l'information géologique de surface. Trois failles principales ont été interprétées : celle de Thorailles, de Château-Renard et de Triguères. Toutefois, les lignes sismiques ayant été réalisées pour la caractérisation du réservoir pétrolier, celles-ci ne possèdent aucune information sur, approximativement, les 300 premiers mètres du sous-sol. La position des failles, prolongée en surface suivant leur pendage, est présentée sur la Figure 0.3b et superposée au Modèle Numérique de Terrain (MNT). On note alors une bonne corrélation entre les variations topographiques et la position des failles, laissant supposer que celles-ci ont affecté les terrains jusqu'en surface.

Enfin, le karst des Trois Fontaines, d'une superficie de 50 km² et orienté sud-est nord-ouest (Figure 0.3b), a été délimité par deux campagnes de mesures piézométriques, l'une en septembre 1990 (Lasne, 1992) et l'autre en mars 2003 (Mouvet et al., 2005). Son exutoire principal, son axe de drainage et les dômes piézométriques sont respectivement indiqués sur la Figure 0.3b par un point blanc au nord-ouest, un tireté noir et des **D**.

Les formations crayeuses du Sénonien et Turonien, d'une épaisseur totale d'environ 300 m au niveau de Château-Renard, constituent le principal aquifère de la région, très largement exploité (Pomerol, 1989). Si la perméabilité de la craie est initialement faible (Price et al., 1993 ; Edmunds et al., 1995), celle-ci peut augmenter sous le jeu des contraintes tectoniques qui provoquent le développement de fissures, souvent

considérées comme réseau d'écoulement préférentiel. Toutefois, la perméabilité de la craie ne croît considérablement que sous l'action de la circulation d'eau, venant dissoudre la roche carbonatée ; c'est le processus de karstification (Baran, 1996).

D'après Mouvet et al. (2005) et en se référant au piézomètre situé aux Grands Buissons dans la commune de Chuelles (www.ades.eaufrance.fr), depuis 1988, la piézométrie possède des variations annuelles de l'ordre du mètre et présente des différences pouvant atteindre environ 10 m entre les années déficitaires en eau et celles plus arrosées. Toutefois, il a été montré que le système reste isolé hydrauliquement au cours du temps et que ses limites sont stables dans le temps (Mouvet et al., 2005). Ce dernier est de plus décrit comme possédant une karstification hétérogène (Baran, 1996), également mise en évidence par la piézométrie : le drain karstique, que l'on situe à une profondeur de 20-30 m (Lasne, 1992), apparaît fortement marqué. On s'aperçoit alors que l'orientation générale sud-est nord-ouest du système karstique recoupe celle des failles (et du réseau hydrographique superficiel ; Figure 0.3b), qui, au premier ordre, ne semblent donc pas être intervenues dans le développement de celui-ci. D'après Lepiller (1993), la rotation des écoulements souterrains pourrait s'expliquer par une mise en place du réseau de drainage souterrain lors d'un abaissement du niveau de base de la Cléry (rivière coulant dans la vallée nord ; Figure 0.3b).

A la vue du contexte géologique et hydrologique de la zone d'étude, l'obtention d'un modèle précis du toit de la craie pourrait permettre, d'une part, d'améliorer la cartographie de l'épaisseur des argiles et, d'autre part, de contraindre le modèle géologique pour l'étude du système karstique des Trois Fontaines.

Ainsi plusieurs objectifs sont clairement apparus :

- obtenir un jeu de données débruité et donc fiable ;
- suggérer une interprétation du modèle de résistivité consistante avec les forages ;
- améliorer la caractérisation de la craie et des failles en subsurface ;
- apporter de nouveaux éléments à la compréhension du développement du karst des Trois Fontaines ;
- proposer un modèle précis du toit de la craie.

Au travers d'une analyse méthodique du levé EM, ces différents objectifs ont été développés au cours de la thèse. Ce manuscrit s'articule autour de quatre chapitres.

La théorie gouvernant les principaux phénomènes EM à la base du développement des méthodes TDEM est présentée succinctement. Les caractéristiques des dispositifs HTEM, et particulièrement le SkyTEM®, ainsi que leurs principales limites d'utilisation sont également discutées.

La qualité du modèle de résistivité dépend pour une grande part du traitement des données mesurées. Ainsi, les mesures d'altitude, d'inclinaison et TDEM ont été successivement traitées. Cependant, les traitements développés pour réduire/rejeter les bruits contenus dans les données TDEM sont, pour la plupart, difficilement applicables dans le cas d'une acquisition en milieu anthropisé, où ces derniers sont

particulièrement importants, nombreux et complexes. Des procédures classiques telles que le stacking, consistant à moyenner plusieurs mesures, sont totalement inefficaces sur plusieurs types de bruit tandis que d'autres n'ont été développées que pour traiter un seul type de bruit. Notons tout de même qu'un certain nombre de traitements sont confidentiels et ne peuvent donc pas être discutés. Ces procédures sont ainsi généralement complétées par un nettoyage manuel. Cette étape est particulièrement subjective, longue et éprouvante pour une acquisition aéroportée comportant, dans le cas du levé étudié, 12 000 mesures EM. Un filtrage utilisant la décomposition en valeurs singulières (SVD) a alors été développé. Ce dernier permet de localiser et retirer la plupart des bruits culturels et naturels. Une fois le bruit filtré, les mesures ont été inversées en utilisant le code développé à l'université d'Aarhus. Il s'agit d'une inversion 1D en modèles tabulaires comportant n couches caractérisées par une épaisseur et une résistivité et contraintes latéralement et verticalement. La méthode de filtrage proposée ici a fait l'objet d'une publication dans la revue *Journal of Applied Geophysics*.

Le modèle de résistivité obtenu a montré de bonnes corrélations avec les différentes données disponibles sur la zone d'étude, une étude plus approfondie a ainsi pu être effectuée. Les forages référencés dans la BSS ont alors été utilisés en tant qu'information a priori sur la géologie afin de contraindre l'interprétation du modèle de résistivité. Une analyse croisée de celui-ci avec les différentes formations géologiques documentées dans les forages a été effectuée. Une meilleure caractérisation de la craie et des failles en subsurface a ainsi été possible, permettant alors de proposer un contexte hydrogéologique au développement du karst des Trois Fontaines. Cette partie a été conclue par l'écriture d'un article soumis à la revue *Journal of Applied Geophysics*.

Les principales formations géologiques ainsi identifiées dans le modèle de résistivité, un modèle géologique 3D plus précis de la zone d'étude a pu être calculé par interpolation conjointe des forages et de l'information géologique apportée par le HTEM ; les données géophysiques permettant de contraindre les variations des interfaces géologiques entre les différents points de passage. L'apport de la modélisation jointe par rapport à une modélisation purement géophysique ou géologique a alors été discuté. Cette partie a donné lieu à l'écriture d'un article en vue d'une soumission à la revue *Geophysical Prospecting*.

Chapitre I

—

Electromagnétisme en domaine temporel

Dans ce chapitre, les aspects théoriques et pratiques du TDEM, et plus particulièrement du HTEM, sont présentés. Les équations permettant de comprendre les phénomènes mis en jeu sont rappelées. Les instruments et méthodes assurant l'acquisition des données ainsi que les principales limites à l'utilisation de telles mesures sont ensuite discutés. Enfin, les caractéristiques du levé de Courtenay sont présentées.

1. Théorie de l'électromagnétisme appliquée à la géophysique

La théorie de l'EM peut se trouver dans différents ouvrages tels que Ward et Hohmann (1988), Telford et al. (1990), Nabighian et Macnae (1991) et Spies et Frischknecht (1991)

Les conventions retenues sont :

- la paire de transformées de Fourier est :

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt$$

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega$$

- la paire de transformées de Fourier spatiales est :

$$\tilde{F}(k_x, k_y, z) = \iint_{-\infty}^{+\infty} F(x, y, z) e^{-i(k_x x + k_y y)} dx dy$$

$$F(x, y, z) = \frac{1}{4\pi^2} \iint_{-\infty}^{+\infty} \tilde{F}(k_x, k_y, z) e^{i(k_x x + k_y y)} dk_x dk_y$$

- les minuscules et majuscules indiquent respectivement les domaines temporel et fréquentiel ;
- les vecteurs apparaissent en gras.

1.1. Equations de Maxwell

1.1.1. Dans le vide

Le champ électromagnétique peut se définir grâce aux vecteurs \mathbf{e} , \mathbf{b} , respectivement l'intensité du champ électrique (V/m) et l'induction magnétique (T).

Les équations de Maxwell ont été formulées au 19^e siècle et traduisent les différents théorèmes empiriques régissant l'électromagnétisme (Gauss, Ampère, Faraday).

$$\text{div } \mathbf{b} = 0 \quad (1.1)$$

$$\text{rot } \mathbf{e} = -\frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t} \quad (1.2)$$

$$\text{div } \mathbf{e} = \frac{\rho}{\epsilon_0} \quad (1.3)$$

$$\text{rot } \mathbf{b} = \mu_0 \left(\mathbf{j} + \epsilon_0 \frac{\partial \mathbf{e}}{\partial t} \right) \quad (1.4)$$

avec \mathbf{j} le vecteur de densité de courant (A/m²)

ρ la densité de charge électrique (C/m³)

ϵ_0 la permittivité diélectrique du vide (F/m)

μ_0 la perméabilité magnétique du vide (H/m)

Ces équations établissent que :

- l'induction magnétique est à flux conservatif ; il n'existe pas de « charge magnétique » (monopôle magnétique) (équation 1.1) ;
- un champ magnétique variable induit un champ électrique (équation 1.2 : équation de Maxwell Faraday) ;
- le champ électrique diverge à partir de ses sources (équation 1.3 : équation de Maxwell Gauss) ;
- le champ magnétique est en rotation autour de ses sources (équation 1.4 : équation de Maxwell Ampère) ;
- \mathbf{e} et \mathbf{b} sont orthogonaux (équation 1.2 et 1.4).

1.1.2. Equations généralisées

Dans chaque volume élémentaire, on peut définir un vecteur de polarisation \mathbf{p} et un vecteur d'aimantation \mathbf{m} .

On a alors $\mathbf{d} = \epsilon_0 \mathbf{e} + \mathbf{p}$, le déplacement diélectrique (C/m²) et $\mathbf{h} = \frac{\mathbf{b}}{\mu_0} + \mathbf{m}$, le vecteur intensité du champ magnétique (A/m).

On définit donc les relations constitutives dans le domaine fréquentiel telles que

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (1.5)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (1.6)$$

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (1.7)$$

Ces relations permettent de lier le comportement du champ EM avec les propriétés du sous-sol :

- la permittivité diélectrique ϵ (F/m) décrit la réponse d'un milieu à l'application d'un champ électrique. Le déplacement diélectrique représente alors l'influence de celui-ci sur l'organisation des charges électriques (déplacement et réorientation des dipôles) ;
- la perméabilité magnétique μ (H/m) décrit les phénomènes d'induction qui se développent dans un milieu en présence d'un champ magnétique extérieur (diamagnétisme, paramagnétisme, ferromagnétisme) ;
- la conductivité électrique σ (S/m) décrit l'aptitude d'un milieu à laisser les charges libres se déplacer et ainsi permettre le passage d'un courant électrique.

Dans les milieux matériels, les équations de Maxwell s'écrivent donc :

$$\text{div } \mathbf{b} = 0 \quad (1.8)$$

$$\text{rot } \mathbf{e} = -\frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t} \quad (1.9)$$

$$\text{div } \mathbf{d} = \rho \quad (1.10)$$

$$\text{rot } \mathbf{h} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t} \quad (1.11)$$

Deux hypothèses sont généralement faites afin de simplifier les calculs :

- les milieux étudiés sont considérés linéaires et isotropes, dont les propriétés sont indépendantes du temps, de la température et de la pression ;
- la perméabilité magnétique est égale à celle du vide. Ainsi, le vecteur aimantation \mathbf{m} est égal à zéro.

1.2. Equations d'onde

1.2.1. L'équation d'Helmholtz

En introduisant les équations (1.5 à 1.7) dans les équations de Maxwell en domaine fréquentiel, et par simples opérations algébriques, on s'aperçoit que les vecteurs \mathbf{E} et \mathbf{H} sont tous deux solutions d'une même équation, l'équation d'Helmholtz :

$$\Delta \mathbf{H} + k^2 \mathbf{H} = 0 \quad (1.12)$$

avec $k^2 = \mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega$, le nombre d'onde

Les propriétés du milieu définies plus haut sont alors contenues dans un seul paramètre, le nombre d'onde. Celui-ci caractérise ainsi l'interaction entre le champ EM et le milieu. Deux domaines fréquents, où les courants électriques dominants diffèrent, peuvent alors être identifiés :

- le domaine propagatif : $\mu\epsilon\omega^2 \gg i\mu\sigma\omega$, les courants de déplacement dominant. On sera sensible, au premier ordre, à la permittivité diélectrique ;
- le domaine diffusif : $\mu\epsilon\omega^2 \ll i\mu\sigma\omega$, les courants de conduction dominant ; il s'agit du domaine d'intérêt pour les méthodes EM aéroportées. On sera sensible, au premier ordre, à la conductivité/résistivité électrique du milieu.

1.2.2. Solution de l'équation d'Helmholtz pour le domaine diffusif

En domaine fréquentiel et pour le mode diffusif à une dimension (axe z), l'équation d'Helmholtz s'écrit :

$$\frac{\partial^2 \mathbf{h}}{\partial^2 z} - i\mu\sigma\omega \mathbf{h} = 0 \quad (1.13)$$

On reconnaît une équation de diffusion (e.g. équation de la chaleur), dont les fonctions solutions peuvent s'écrire sous la forme :

$$\mathbf{h} = \mathbf{h}_0^+ e^{-i(k_z - \omega t)} + \mathbf{h}_0^- e^{i(k_z - \omega t)} \quad (1.14)$$

k^2 étant complexe, on pose $k = \alpha - i\beta$

On a donc $\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}$

En s'intéressant à la solution se propageant vers les z positifs, on a :

$$\mathbf{h} = \mathbf{h}_0^+ e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} e^{i\omega t} \quad (1.15)$$

Le terme $e^{-\beta z}$ traduit alors une diminution d'amplitude avec z (e.g. la profondeur). Ainsi, dans le domaine diffusif, une onde électromagnétique verra son amplitude diminuée d'un facteur $\frac{1}{e}$ à une distance $\frac{1}{\beta}$, appelée épaisseur de peau (en référence à la pénétration des ultraviolets et infrarouges dans la peau) et notée δ . On remarque que δ dépend de la fréquence et de la conductivité électrique. Ce paramètre traduit donc l'existence d'une profondeur limite d'investigation. Plus la fréquence utilisée ou la conductivité électrique du milieu seront élevées, et plus la distance pour que l'onde soit atténuée de $\frac{1}{e}$ sera petite.

En définissant un plan à phase constante, on a également $cste = \alpha z - \omega t$. On trouve alors une vitesse de phase de $V_{ph} = \frac{\omega}{\alpha}$. Ainsi, celle-ci dépend de la fréquence, et ce, même si les propriétés du milieu n'en dépendent pas. Dans le domaine diffusif, les matériaux sont donc dispersifs.

1.3. En présence de sources électromagnétiques

1.3.1. Les potentiels de Shelkunoff

Dans les régions contenant des sources EM on a :

$$\text{rot } \mathbf{E} + i\mu\omega\mathbf{H} = -i\mu_0\omega\mathbf{M} \quad (1.16)$$

$$\text{rot } \mathbf{H} - (\sigma + i\epsilon\omega)\mathbf{E} = i\omega\mathbf{P} \quad (1.17)$$

où \mathbf{M} est la polarisation magnétique induite par la source

\mathbf{P} est la polarisation électrique induite par la source

Afin de résoudre ce nouveau système d'équations, on introduit les potentiels de Shelkunoff \mathbf{A} et \mathbf{F} . Il apparaît alors que ces derniers doivent vérifier les équations :

$$\Delta \mathbf{F} + k^2 \mathbf{F} = -i\mu_0 \omega \mathbf{M} \quad (1.18)$$

$$\Delta \mathbf{A} + k^2 \mathbf{A} = -i\omega \mathbf{P} \quad (1.19)$$

Il s'agit ici des équations d'Helmholtz pour les régions contenant des sources.

En outre, dans le cas où une seule source est présente (*i.e.* \mathbf{P} ou \mathbf{M}), les champs \mathbf{E} et \mathbf{H} peuvent se calculer comme suit :

- sources électriques seules

$$\mathbf{E} = -i\mu\omega \mathbf{A} + \frac{1}{\sigma + i\epsilon\omega} \text{rot}(\text{div } \mathbf{A}) \quad (1.20)$$

$$\mathbf{H} = \text{rot } \mathbf{A} \quad (1.21)$$

- sources magnétiques seules

$$\mathbf{E} = -\text{rot } \mathbf{F} \quad (1.22)$$

$$\mathbf{H} = -(\sigma + i\epsilon\omega)\mathbf{F} + \frac{1}{i\mu\omega} \text{rot}(\text{div } \mathbf{F}) \quad (1.23)$$

Il nous suffit alors de connaître \mathbf{A} ou \mathbf{F} pour caractériser le champ EM.

1.3.2. La fonction de Green

La fonction de Green G représente la réponse obtenue, dans un espace infini, pour un point source unité à l'origine du repère. G vérifie l'équation :

$$\Delta G + k^2 G = -\delta(x)\delta(y)\delta(z) \quad (1.24)$$

En posant $u = \sqrt{k_x^2 + k_y^2 - k^2}$, on trouve alors :

$$\tilde{G}(k_x, k_y, z) = \frac{e^{-u|z|}}{u} \quad (1.25)$$

Ce qui nous donne la fonction de Green pour un espace infini :

$$G(r) = \frac{e^{-ikr}}{4\pi r} \quad (1.26)$$

avec $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$, distance à la source

Les potentiels de Shelkunoff peuvent alors se calculer comme suit :

$$A \text{ ou } F(x, y, z) = \iiint_{-\infty}^{+\infty} G(x - x', y - y', z - z') J(x', y', z') dx' dy' dz' \quad (1.27)$$

où J caractérise la source

En écrivant l'équation (1.26) comme une transformée de Laplace, on obtient, dans le domaine temporel, les deux fonctions de Green d'importance suivantes :

- dans le vide,

$$g(r, t) = \frac{1}{4\pi r} \delta\left(t - \frac{r}{c}\right) \quad (1.28)$$

avec $c = \sqrt{\frac{1}{\mu\epsilon}}$, la vitesse de la lumière

- dans un espace infini, en mode diffusif,

$$g(r, t) = \frac{\sqrt{\mu\sigma}}{8\pi^2 t^{\frac{3}{2}}} e^{-\frac{\mu\sigma r^2}{4t}} i(t) \quad (1.29)$$

où $i(t)$ est la fonction marche unité

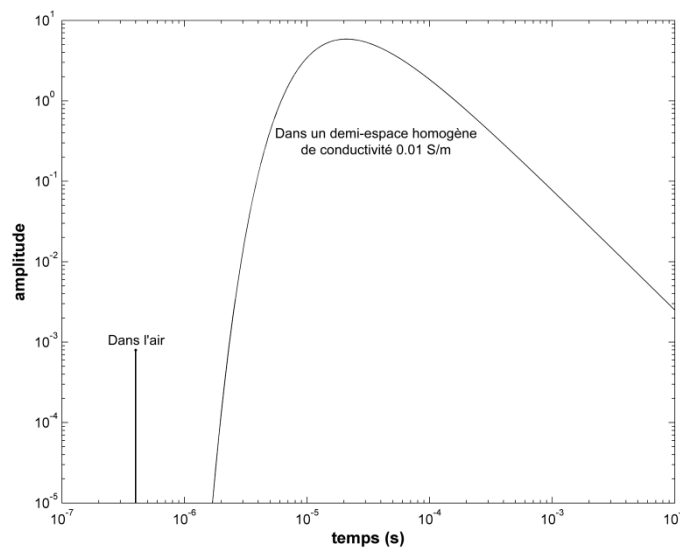


Figure 1.1 Fonction de Green dans le domaine temporel, dans l'air et dans un espace infini de conductivité 0.01 S/m, à 100 m d'un point source unité émettant à $t = 0$ (Ward et Hohmann, 1988).

Oristaglio et Hohmann (1984) ont montré que l'approximation du domaine diffusif est très satisfaisante dans le cas des acquisitions EM. Ils ont observé une divergence avec le cas général uniquement pour des distances courtes (de l'ordre du mètre) et des temps très courts (de l'ordre de 10^{-8} s)

La Figure 1.1 montre les réponses observées en fonction du temps, dans l'air et dans un espace infini de conductivité 0.01 S/m, à une distance de 100 m d'un point source unité émettant à $t = 0$.

Dans le vide la réponse mesurée est une impulsion de $\frac{1}{4\pi r}$ retardée de $\frac{r}{c}$, tandis que dans un espace matériel la réponse est beaucoup plus large et arrive à des temps plus longs. Un milieu conducteur va donc retarder et élargir la réponse impulsionnelle, il en résulte alors une perte d'information.

1.4. Cas d'une boucle circulaire horizontale

1.4.1. Cas du demi-espace homogène

Il est question ici d'un demi-espace homogène surmonté par une couche d'air. Une boucle circulaire horizontale de rayon $a = 10$ m, dans laquelle un courant $I = 10$ A circule, fait office de source dans la couche d'air.

D'après l'équation 1.11, le courant circulant dans la boucle (émetteur) crée un champ magnétique (primaire). Ce même courant est ensuite coupé de façon brusque, ce qui entraîne une variation du champ primaire. Ceci va alors induire des courants de Foucault dans le sous-sol (équation 1.9). On note que plus la variation du champ primaire avec le temps est grande, plus l'intensité du champ électrique induit est importante. De plus, d'après Weaver (1971), toute source magnétique dans la couche d'air induit, dans le sous-sol, un champ électrique parallèle à la topographie. Les courants de Foucault ainsi formés vont à leur tour créer un champ magnétique (secondaire) que l'on mesurera au niveau d'un récepteur.

A quoi ressemble et que nous dit la mesure ?

- on sait que l'onde s'atténue dans le sous-sol (équation 1.15), on va donc mesurer la décroissance du champ magnétique secondaire ; le plus souvent il s'agit de la force électromotrice induite par la variation du champ secondaire avec le temps dans une boucle réceptrice. Or, d'après les équations de Maxwell dans le domaine diffusif, on sait que cette décroissance dépendra directement de la conductivité du milieu.
- Nabighian (1979) a montré que la diffusion du champ électrique dans le demi-espace homogène pouvait être approximée par une boucle de courant circulaire se propageant verticalement avec une

vitesse de $\frac{2}{\sqrt{\pi\sigma\mu_0 t}}$ et dont le rayon augmente de $\sqrt{\frac{4.37t}{\sigma\mu_0}}$ avec le temps (Figure 1.2). Ainsi, aux temps courts (t_0 et t_1) (*i.e.* peu de temps après la coupure du courant), la mesure est représentative des faibles profondeurs, tandis qu'aux temps longs (t_2 et t_3), elle informera sur des profondeurs plus importantes. De plus, on remarque que plus le temps augmente et plus le rayon de la boucle de courant est important (*i.e.* perte de résolution latérale avec le temps et donc la profondeur).

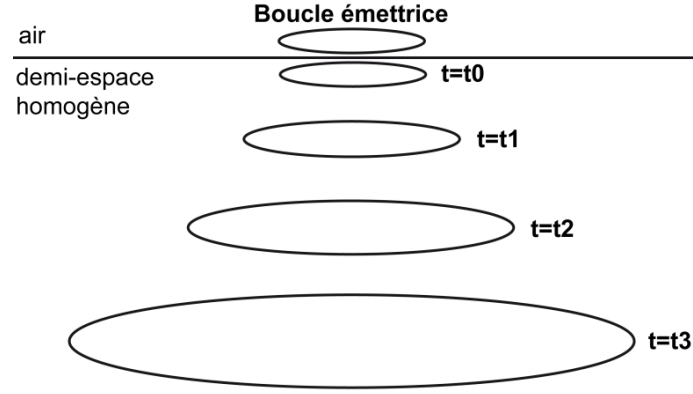


Figure 1.2 Vue schématique de la diffusion d'une boucle de courant induite dans un demi-espace homogène.

Regardons maintenant ce que l'on obtient en résolvant les équations de Maxwell. Dans le domaine fréquentiel, on mesure la superposition de deux ondes, la primaire créée par la source à une hauteur h et la « réflexion » de celle-ci (onde secondaire) par le demi-espace homogène.

L'onde primaire, par analogie avec l'équation 1.25, s'écrit :

$$F_p(k_x, k_y) e^{-u(z+h)} \quad (1.30)$$

L'onde secondaire s'écrit :

$$rf F_p e^{u(z-h)} \quad (1.31)$$

avec $rf = \frac{\sqrt{k_x^2 + k_y^2 - u}}{\sqrt{k_x^2 + k_y^2 + u}}$, le coefficient de réflexion

On a alors le potentiel de Shelkunoff suivant :

$$F = \frac{1}{4\pi^2} \iint_{-\infty}^{+\infty} F_p e^{-uh} (e^{-uz} + rf e^{uz}) e^{i(k_x x + k_y y)} dk_x dk_y \quad (1.32)$$

Ainsi, on détermine, par transformée de Laplace inverse, la dérivée temporelle de l'intensité du champ magnétique vertical, dont l'expression au centre de la boucle source placée en surface, après fermeture du courant, est :

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} = -\frac{I}{\mu_0 \sigma a^3} (3 \operatorname{erf}(\theta a) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \theta a (3 + 2\theta^2 a^2) e^{-\theta^2 a^2}) \quad (1.33)$$

avec $\theta = \sqrt{\frac{\mu_0 \sigma}{4t}}$

La Figure 1.3a montre les décroissances que l'on mesurerait pour des demi-espaces de différentes conductivités. On s'aperçoit que plus le milieu est résistant et plus la réponse atteint de faibles valeurs rapidement.

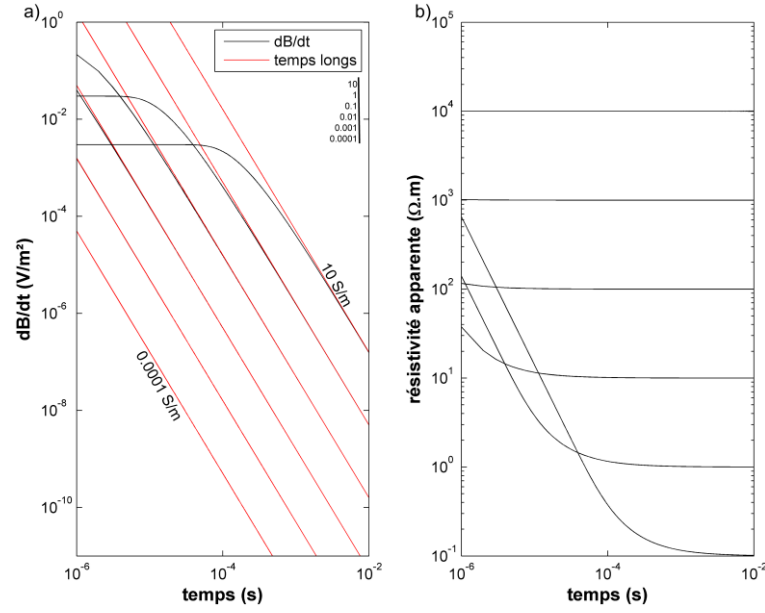


Figure 1.3 (a) Réponses (en noir), approximations aux temps longs (en rouge) et (b) calcul des résistivités apparentes, en fonction du temps, pour des demi-espaces homogènes de conductivité 10, 1, 0.1, 0.01, 0.001 et 0.0001 S/m.

En réécrivant l'équation 1.33 aux temps longs ($\theta a \ll 1$), on a :

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} = \frac{-I \sigma^{\frac{3}{2}} \mu_0^{\frac{3}{2}} a^2}{20\sqrt{\pi}} t^{-\frac{5}{2}} \quad (1.34)$$

La réponse est alors visiblement proportionnelle à la conductivité du demi-espace et décroît en $t^{-\frac{5}{2}}$ (Figure 1.3a)

On peut alors avoir accès à une résistivité dite apparente pour le milieu, correspondant, pour chaque temps, à celle du demi-espace homogène équivalent :

$$\rho_a = \left(\frac{I a^2}{20 \frac{\partial h_z}{\partial t}} \right)^{\frac{2}{3}} \frac{\mu_0^{\frac{5}{3}}}{\pi^{\frac{1}{3}}} t^{-\frac{5}{3}} \quad (1.35)$$

Les courbes correspondantes sont présentées sur la Figure 1.3b. Cette représentation est plus parlante et donne une première estimation de la résistivité de la subsurface, pouvant alors servir d'a priori pour inverser les données. L'équation 1.35 étant issue d'une approximation aux temps longs, celui-ci sera satisfaisant si le milieu est assez résistant ou si le temps est assez élevé.

1.4.2. Cas du milieu tabulaire

Bien que simpliste, le milieu tabulaire est très utilisé afin d'interpréter les mesures EM. Le calcul de la mesure se fait toujours en utilisant l'équation 1.32. Cependant, dans ce cas, le coefficient de réflexion dépendra des propriétés de toutes les couches et se calculera par récurrence.

Une méthode 1D permettant un calcul simple de la réponse d'un milieu tabulaire composé de L couches a été proposée par Christensen (2002). Il s'agit de calculer, pour chaque temps, la conductivité apparente comme une moyenne pondérée des conductivités des couches du sous-sol.

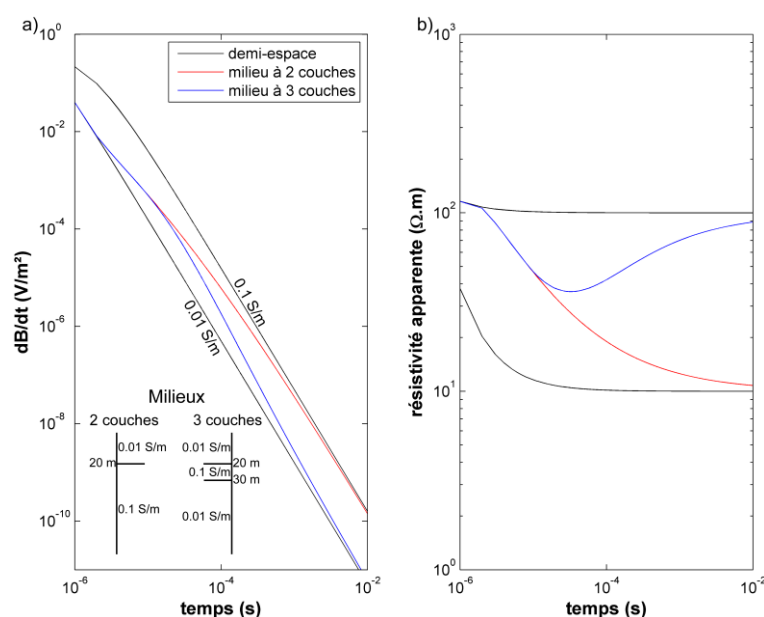


Figure 1.4 (a) Réponses et (b) résistivités apparentes, en fonction du temps, pour un milieu à deux couches (en rouge, conductivité et épaisseur de la première couche : 0.01 S/m et 20 m, conductivité de la deuxième couche : 0.1 S/m), pour un milieu à trois couches (en bleu, conductivité et épaisseur de la première couche : 0.01 S/m et 20 m, conductivité et épaisseur de la deuxième couche : 0.1 S/m et 10 m, conductivité de la troisième couche : 0.01 S/m) et pour des demi-espaces homogènes (en noir) de conductivité 0.1 et 0.01 S/m.

On a :

$$\sigma_a(t_i) = \sum_{j=1}^L \sigma_j F_{ij} \quad (1.36)$$

où F_{ij} est une fonction de sensibilité simulant la diffusion de l'onde EM.

Les réponses pour un milieu tabulaire à deux et trois couches, superposées aux réponses de deux demi-espaces homogènes, sont présentées sur la Figure 1.4a. Les résistivités apparentes correspondantes, calculées à partir de l'équation 1.35, apparaissent sur la Figure 1.4b.

On retrouve, de manière appliquée, le principe décrit par la Figure 1.2 : aux temps courts, la mesure informe sur les faibles profondeurs (*i.e.* la première couche) et plus le temps augmente, plus la réponse est sensible à la présence des couches se situant en profondeur.

2. Limites d'utilisation de l'électromagnétisme en domaine temporel

Les méthodes TDEM sont sujettes à différents facteurs pouvant limiter leur efficacité (Nabighian et Macnae, 1991 ; Palacky et West, 1991 ; Spies et Frischknecht, 1991).

2.1. Bruits électromagnétiques

Les mesures TDEM peuvent être altérées par différentes sources de bruit ; un bruit est un signal non souhaité, mesuré par le récepteur. En effet, la méthode TDEM est large bande et donc très affectée par les signaux EM de toutes sortes. Un graphe présentant le spectre des bruits EM a été présenté par Macnae et al. (1984) (Figure 1.5). Celui-ci possède des variations journalières, annuelles et géographiques. On distingue deux familles de bruit : le bruit naturel et le bruit culturel.

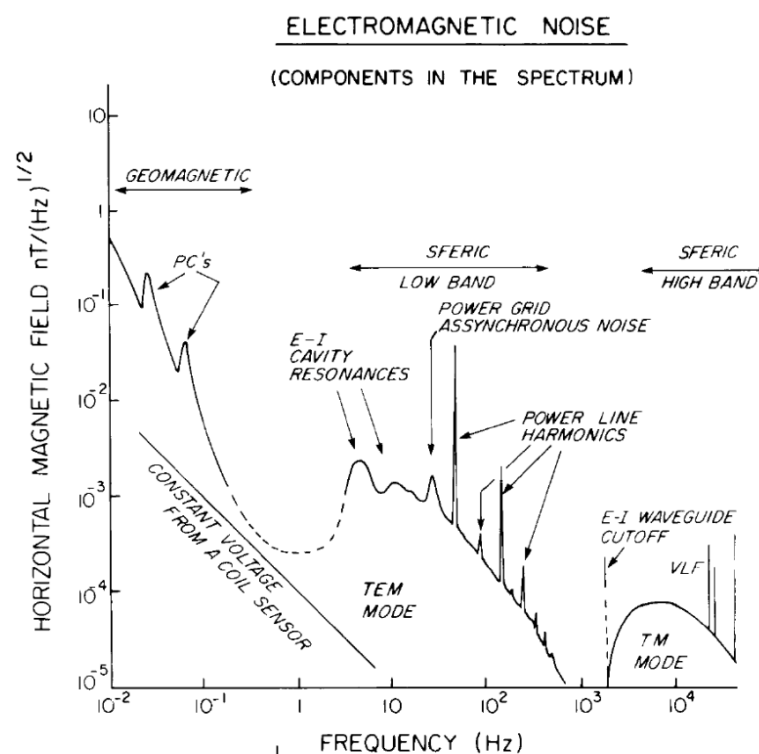


Figure 1.5 Spectre du bruit EM (Macnae et al., 1984).

Le bruit de fond, dont la valeur absolue après traitements préliminaires est caractérisée par une pente en $t^{-\frac{1}{2}}$ (Munkholm et Auken, 1996), est mesuré lors de toutes les acquisitions. Sa pente étant moins importante que celles des décroissances, il devient alors non négligeable aux temps longs. A partir d'un certain temps et

donc d'une certaine profondeur, la mesure est alors ininterprétable si aucun traitement n'est appliqué. Couramment, la décroissance se décompose en trois parties :

- aux temps courts-intermédiaires, la mesure dessine une décroissance facilement interprétable ;
- aux temps intermédiaires-longs, la mesure oscille et devient de plus en plus bruitée ;
- aux temps longs, le bruit domine.

Cependant, le bruit peut également être caractérisé par de plus fortes amplitudes, affectant des temps plus courts, et donc plus problématiques pour l'interprétation des données. Celles-ci doivent impérativement être identifiées et retirées des mesures.

Comme bruit naturel, les décharges électriques (ou atmosphériques), appelées « spherics », provenant de l'activité orageuse et guidées par la cavité terre-ionosphère (cf. résonances de Schumann), sont les bruits les plus couramment rencontrés lors des acquisitions et induisent des pics au niveau des décroissances ; les « spherics » ne durent pas plus d'une milliseconde et ont une fréquence de 100 Hz environ.

Pour ce qui est des bruits culturels, Szarka (1988) propose une liste des différentes sources de bruit. Ainsi, ces derniers peuvent provenir d'émetteurs de modulation d'amplitude (AM, > 100 kHz) ou de très basse fréquence (VLF, 3 à 30 kHz). Cependant, pour une acquisition en milieu anthropisé, d'autres bruits plus problématiques viennent s'ajouter. Ainsi, le récepteur mesure également le mode fondamental (50 Hz en France) et les harmoniques du réseau de distribution d'électricité. De plus, des bruits de couplage avec les différentes installations humaines présentes sur la zone sont observés (Sørensen et al., 2000 ; Danielsen et al., 2003). Ces derniers peuvent être de deux sortes (Figure 1.6).

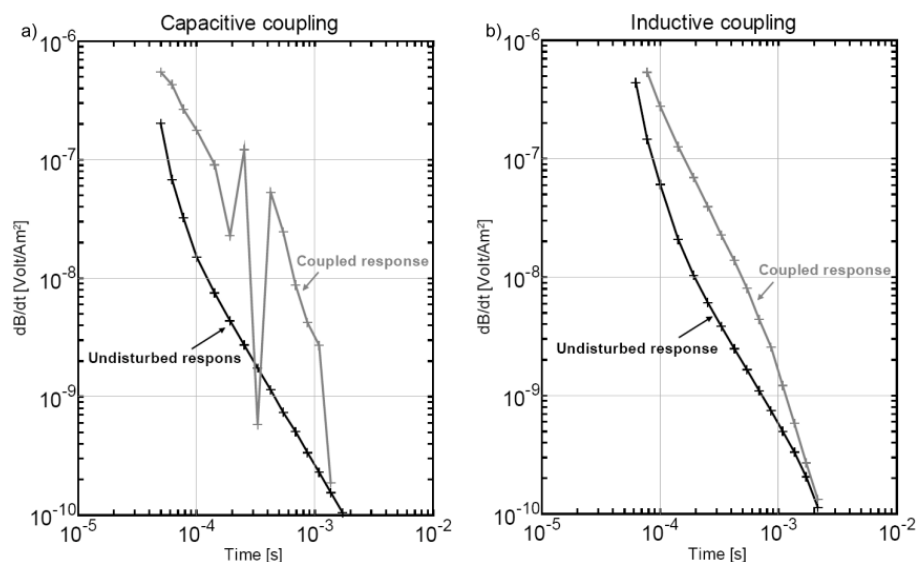


Figure 1.6 Effets des couplages (a) capacitifs et (b) inductifs/galvaniques. Deux mesures situées à moins de 100 m de celles affectées par les couplages font office de comparaison (Sørensen et al., 2000).

D'une part, les couplages capacitifs (Figure 1.6a) sont liés principalement à la présence de câbles isolés. La réponse possède alors de nombreux pics à des temps intermédiaires, voire courts. On remarque également

qu'aux temps très courts, la réponse perturbée est surestimée et déformée et ne peut en aucun cas être interprétée. D'autre part, les couplages galvaniques (Figure 1.6b), liés à la présence de matériaux conducteurs (*e.g.* canalisation), n'induisent aucune déformation « anormale » sur la courbe de décroissance. La réponse est celle d'un milieu contenant une couche conductrice (*e.g.* réponse pour le milieu à trois couches de la Figure 1.4). L'inversion d'une telle mesure créera alors un artefact conducteur et mènera à une interprétation erronée.

2.2. Bruits géologiques

Il s'agit de tous les bruits que l'on « crée artificiellement » en formulant les différentes hypothèses sur les équations de Maxwell et en considérant la subsurface comme un milieu 1D tabulaire (Spies et Frischknecht, 1991). Ainsi, la perméabilité magnétique d'un matériel peut être supérieure à celle du vide et dépendante de la fréquence, les courants de déplacement non négligeables et le milieu possiblement anisotrope. Les bruits géologiques les plus couramment rencontrés sont présentés ci-dessous.

Une interface pentée séparant deux milieux est généralement mal inversée par un code 1D (Danielsen et al., 2003). Dans le cas d'un milieu conducteur recouvert par un résistif, il est possible d'obtenir un modèle de résistivité proche de celui initial si le pendage n'excède pas 45°. Pour le cas inverse, il est bien plus difficile de retrouver le modèle initial. Dans ce cas, plus l'interface possède une pente importante et plus on aura tendance à créer un artefact conducteur en profondeur. En effet, les courants « préfèrent » rester dans la couche conductrice, d'où ces observations.

De façon plus générale, l'inversion 1D ne peut rendre compte finement d'une géologie plus complexe que le milieu tabulaire. Des artefacts sont alors créés artificiellement dans le modèle de résistivité, le rendant plus ou moins imprécis, voir faux (Ellis, 1998). Ainsi, une formation conductrice verra sa largeur surestimée, tandis que, inversement, un corps résistif sera mal résolu.

On considère également souvent que la conductivité est indépendante de la fréquence. Cependant, ceci n'est pas valable dans les milieux dits polarisables, où la conductivité augmente avec la fréquence. Il s'agit d'une polarisation électrique induite par la circulation de courant (*i.e.* l'effet de polarisation provoquée (PP)). Ainsi, dans un milieu polarisable, il y a superposition de deux courants, celui induit et celui de polarisation (plus faible et circulant dans la direction opposée à l'autre). Les champs magnétiques créés par les deux courants sont donc opposés. Dans le cas d'une mesure se faisant au centre de la boucle émettrice, on observe alors une réponse négative aux temps longs (Flis et al., 1989). L'effet PP peut être interprété comme suit : les courants de Foucault sont créés par la fermeture du courant dans la boucle émettrice ; ceci entraîne une polarisation des ions contenus dans les pores remplis de fluide. Ces derniers vont alors retourner à leur état d'équilibre lorsque les courants de Foucault auront été atténués. Il y a donc création d'un courant de polarisation dans le sens opposé aux courants induits pouvant alors entraîner une mesure négative. Notons

que l'effet PP a été considéré dans différentes études afin d'interpréter les données (Descloitres et al., 2000 ; Kozhevnikov et Antonov, 2008).

2.3. Limites de résolution

La résolution d'une méthode est le facteur primordial permettant d'étudier sa capacité à caractériser un objet géologique. Dans le cas des méthodes TDEM, celle-ci dépend grandement du niveau de bruit et du contexte géologique de l'étude.

2.3.1. Profondeur d'investigation

On a pu voir que l'onde EM s'atténue au cours du temps, donnant lieu à la mesure d'une décroissance. Aux temps longs, la réponse est alors dominée par le bruit de fond. Il existe donc une profondeur limite à partir de laquelle on ne peut plus obtenir d'information sur le milieu investigué. Il en découle que plus le bruit est élevé et moins on pourra caractériser le milieu en profondeur.

En domaine temporel, la profondeur de diffusion est donnée par :

$$d = \sqrt{\frac{2t}{\sigma\mu}} \quad (1.37)$$

Il sera alors possible d'interpréter la mesure jusqu'à un temps limite t_L à partir duquel celle-ci est en dessous du niveau de bruit, que l'on prendra égal à $\eta = 10^{-9}$ V/m², niveau de bruit observé sur les mesures du levé de Courtenay.

D'après l'équation 1.34, on a donc :

$$t_L = \left(\frac{Ia^2}{20}\right)^{\frac{2}{5}} \frac{\sigma^{\frac{3}{5}}}{\pi^{\frac{1}{5}} \mu_0 \eta^{\frac{2}{5}}} \quad (1.38)$$

En utilisant les paramètres de la boucle précédente et pour un demi-espace de conductivité 0.01 S/m, on obtient une profondeur d'investigation de 437 m.

On s'aperçoit que la profondeur atteinte dépend de l'intensité du champ créé. Ainsi, à bruit constant, plus le champ primaire est important et plus il est possible d'investiguer de grandes profondeurs. Une émission plus forte implique soit une boucle plus grande, ce qui peut devenir vite problématique dans le cas d'une

acquisition aéroportée, soit un courant ou un nombre de tours plus important dans la boucle émettrice. Une autre possibilité pour tenter d'améliorer la profondeur d'investigation est également d'augmenter le ratio signal sur bruit des données TDEM par traitement.

2.3.2. Effet d'une couche conductrice

D'après l'historique des méthodes EM aéroportées, on a pu voir que leur utilisation à travers le monde a été freinée par la présence d'une couche conductrice en surface dans plusieurs pays. En effet, cette dernière a tendance à « retenir » le courant, masquant les terrains sous-jacents.

La vitesse de diffusion verticale pour un demi-espace homogène est $\frac{2}{\sqrt{\pi\sigma\mu_0 t}}$ (Nabighian, 1979). Il est donc clair que plus le milieu est conducteur et plus la diffusion sera lente. L'effet d'une couche conductrice sur la diffusion du champ EM dépendra de sa conductivité, de son épaisseur et de sa profondeur. Une modélisation des réponses et des résistivités apparentes pour deux milieux à deux couches de configuration inverse est présentée en Figure 1.7.

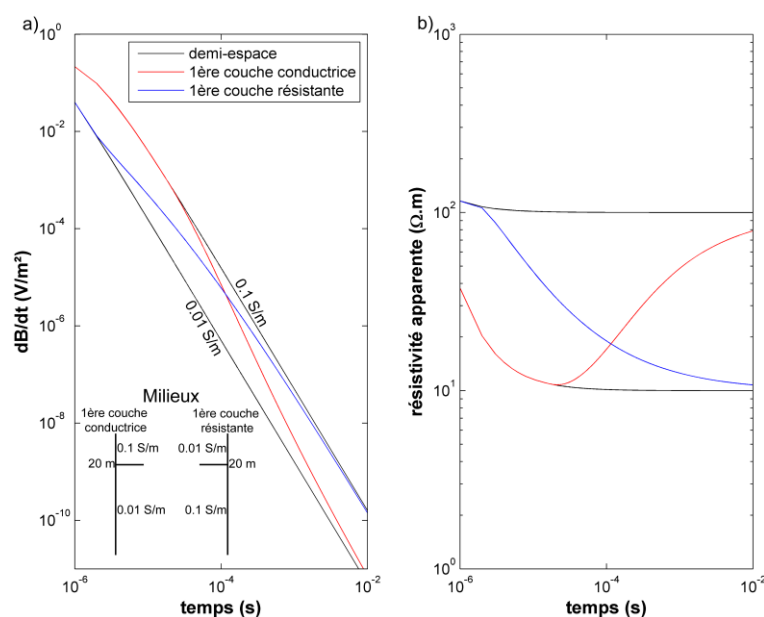


Figure 1.7 (a) Réponses et (b) résistivités apparentes, en fonction du temps, pour un milieu à deux couches dont la première est conductrice (en rouge, conductivité et épaisseur de la première couche : 0.1 S/m et 20 m, conductivité de la deuxième couche : 0.01 S/m), pour un milieu à deux couches dont la première est résistante (en bleu, conductivité et épaisseur de la première couche : 0.01 S/m et 20 m, conductivité de la deuxième couche : 0.1 S/m) et pour des demi-espaces homogènes (en noir) de conductivité 0.1 et 0.01 S/m.

On observe deux phénomènes :

- pour une couche conductrice en surface, la réponse est égale à celle obtenue pour un demi-espace de même conductivité, sur un intervalle de temps relativement long. Dans un premier temps, l'onde EM ne « voit » donc pas la deuxième couche plus résistante. Dans ce cas, si l'on considère un bruit de fond aux temps les plus longs, celle-ci est alors difficilement caractérisable par la méthode TDEM et peut même devenir invisible en présence d'une couche conductrice superficielle plus épaisse ;
- pour une couche conductrice en profondeur, la réponse tend rapidement vers celle obtenue pour un demi-espace de même conductivité. Dans ce cas, la transition est donc particulièrement nette, ce qui permet une bonne caractérisation de la géologie. Toutefois, il est nécessaire de mesurer la réponse à des temps très courts si on veut caractériser la première couche.

2.3.3. Résolution verticale

Nabighian (1979) a démontré que la diffusion du champ EM était accompagnée d'une perte de résolution aussi bien verticale que latérale. Ainsi, un objet géologique ne sera détecté que s'il est assez volumineux et/ou conducteur par rapport à la profondeur.

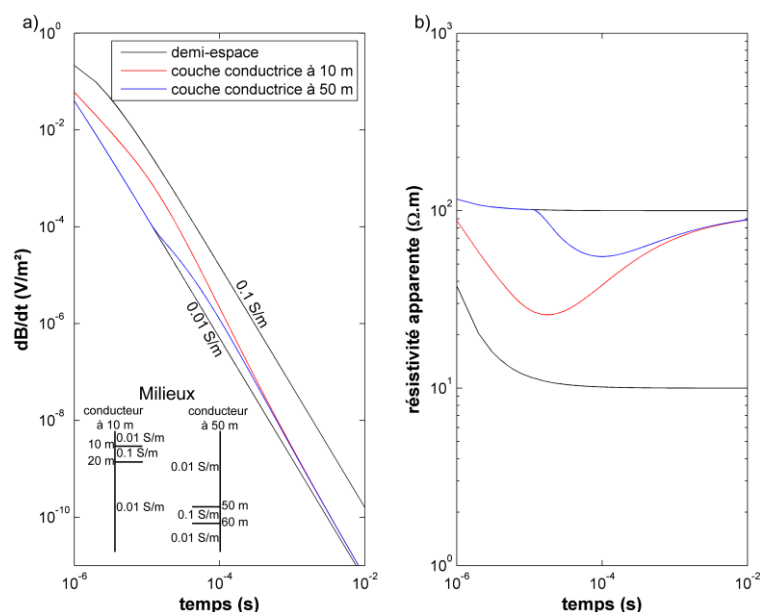


Figure 1.8 (a) Réponses et (b) résistivités apparentes, en fonction du temps, pour un milieu à trois couches dont une couche conductrice à 10 m de profondeur (en rouge, conductivité et épaisseur de la première couche : 0.01 S/m et 10 m, conductivité et épaisseur de la deuxième couche : 0.1 S/m et 10 m, conductivité de la troisième couche : 0.01 S/m), pour un milieu à trois couches dont une couche conductrice à 50 m de profondeur (en bleu, conductivité et épaisseur de la première couche : 0.01 S/m et 50 m, conductivité et épaisseur de la deuxième couche : 0.1 S/m et 10 m, conductivité de la troisième couche : 0.01 S/m) et pour des demi-espaces homogènes (en noir) de conductivité 0.1 et 0.01 S/m.

Les réponses de couches conductrices dans un demi-espace résistant à deux profondeurs différentes sont présentées en Figure 1.8.

On voit que pour une épaisseur fixe, plus la profondeur de la couche est importante et moins sa présence sera identifiable sur la réponse, se rapprochant progressivement du seuil d'incertitude de la mesure. De relativement petits objets géologiques ne seront caractérisables qu'à de faibles profondeurs. D'après ce qu'on a pu observer précédemment, cet effet sera beaucoup plus important dans le cas d'une couche résistante dans un demi-espace conducteur.

2.3.4. Caractérisation de la conductivité du sous-sol

Aux temps longs, la dérivée temporelle de l'intensité du champ magnétique est proportionnelle à $\sigma^{\frac{3}{2}}$ (équation 1.34). Ainsi, plus la conductivité est faible et moins la différence entre les réponses est significative. Les corps résistants sont donc plus difficilement résolus.

Les réponses calculées pour des demi-espaces de différentes conductivités sont présentées sur la Figure 1.9. Pour des raisons pratiques, les résistivités ont été préférées aux conductivités.

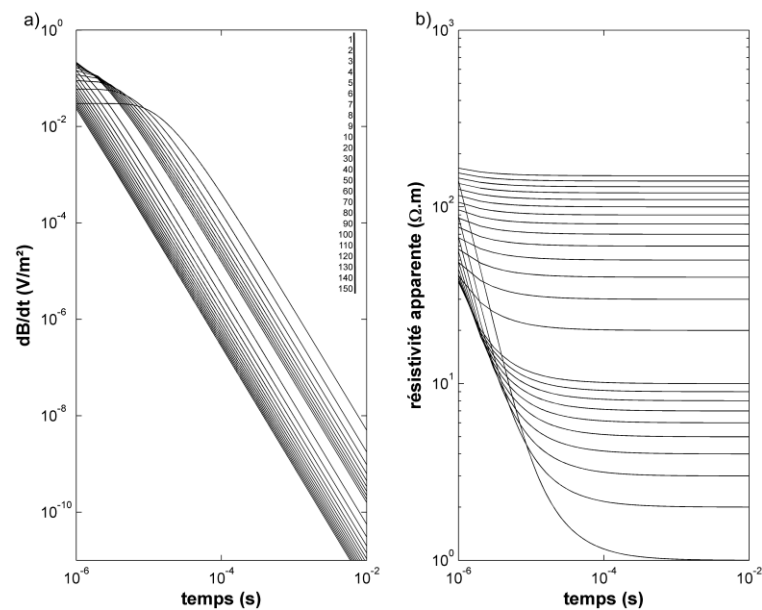


Figure 1.9 (a) Réponses et (b) résistivités apparentes, en fonction du temps, pour des demi-espaces homogènes de résistivité 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 110, 120, 130, 140 et 150 $\Omega.m$.

On s'aperçoit que la dynamique des réponses entre 1 et 10 $\Omega.m$ est approximativement la même qu'entre 10 et 100 $\Omega.m$. La méthode TDEM est donc sensible au contraste (rapport) de résistivité. Il est alors impossible de caractériser à l'ohmmètre près un corps résistant, ce qui est envisageable pour un corps très conducteur. Au-dessus de 100 $\Omega.m$, la différence entre les réponses atteint ainsi le niveau d'incertitude de la mesure.

Il est donc indispensable d'adapter son interprétation en fonction de la conductivité du milieu.

2.3.5. Equivalence

Les notions de résolution et d'équivalence sont très proches. Il y a équivalence, lorsque deux milieux produisent la même réponse. Il apparaît alors clairement que les problèmes de résolution cités précédemment pourront mener à des problèmes d'équivalence. Ces derniers ont également pu être observés dans le cas de fines couches conductrices ou résistantes respectivement dans des demi-espaces résistants ou conducteurs. Empiriquement, il a été montré que dans le premier cas le paramètre caractérisant l'équivalence était $\sigma\sqrt{h}$ (où σ est la conductivité et h l'épaisseur de la couche encaissée) tandis que dans le deuxième cas celui-ci était ρh^2 (où ρ est la résistivité de la couche encaissée) (Spies et Frischknecht, 1991). Afin de s'extraire au mieux des problèmes d'équivalence, il est nécessaire d'appliquer des contraintes lors de l'inversion de données TDEM.

3. Mise en œuvre des méthodes électromagnétiques héliportées en domaine temporel

Cette partie décrit la manière dont sont effectuées les mesures HTEM. On y développe en particulier le dispositif SkyTEM[®] (Sørensen et Auken, 2004), utilisé dans le cadre de cette thèse.

3.1 Le dispositif électromagnétique héliporté en domaine temporel

Le système SkyTEM[®] est présenté sur la Figure 1.10. Les systèmes héliportés peuvent voler à altitudes relativement basses (~30-50 m) et à vitesses faibles (~ 45-90 km/h), permettant d'imager précisément la subsurface le long de la ligne de vol.

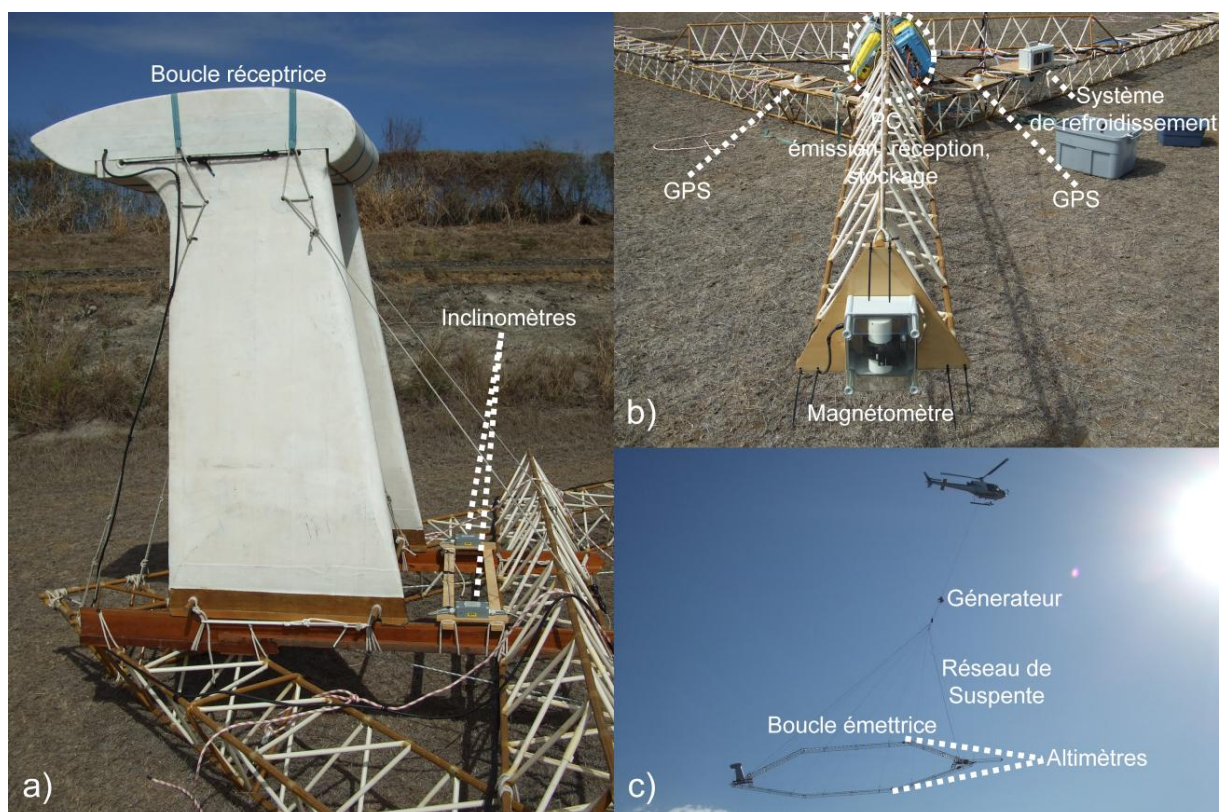


Figure 1.10 Vues du système SkyTEM[®] ; (a) arrière et (b) avant de la boucle émettrice et (c) en plein vol.

3.1.1. La boucle émettrice

La boucle émettrice, caractérisée par un nombre de tours influant sur le moment magnétique généré, est attachée à un treillis en bois (Figure 1.10). Ce dernier doit satisfaire trois critères : être léger (*i.e.* facilement héliportable), non conducteur (*i.e.* n'interfère pas avec les mesures) et rigide (*i.e.* garde la même géométrie). Durant le vol, la boucle peut alors être gardée horizontale et dans l'axe de vol, stabilisée par un réseau de suspentes (Figure 1.10c). La stabilité en vol est très importante, toute rotation suivant un des deux axes horizontaux (Pitch and Roll) modifiera l'aire effective de la boucle et devra donc être prise en compte lors de la modélisation de la réponse (Auken et al., 2009a). On remarque également que la boucle émettrice est placée à grande distance de l'hélicoptère (~35 m) afin de limiter les bruits dus aux courants induits dans celui-ci.

3.1.2. La/les boucles réceptrices

Le/les récepteurs peuvent être situés à l'intérieur ou à l'extérieur de la boucle émettrice. Chaque récepteur mesure alors la réponse du milieu sur une des trois composantes cartésiennes. Dans le cas du SkyTEM®, afin de limiter le bruit venant de l'émetteur, les récepteurs sont placés tels que la composante mesurée du champ primaire produit est théoriquement nulle (Figure 1.10a). De plus, tout comme la boucle émettrice, durant l'acquisition ces derniers doivent rester stables par rapport à leurs orientations d'origine. En effet, d'une part, l'aire effective de la boucle réceptrice est également affectée par la rotation (Auken et al., 2009a) et, d'autre part, tout mouvement d'un récepteur dans le champ magnétique terrestre produit un signal parasite (Annan, 1983 ; Munkholm, 1997).

3.1.3. Autres appareillages

Outre les boucles émettrice et réceptrice(s), le dispositif inclut d'autres appareillages afin de positionner et corriger les données mesurées :

- deux altimètres laser, positionnés de chaque côté de la boucle émettrice, mesurent toutes les 0.1 s l'altitude de vol (Figure 1.10c) ;
- deux inclinomètres, situés au plus près des récepteurs, mesurent toutes les 0.5 s l'inclinaison du dispositif suivant l'axe de vol et la perpendiculaire (Figure 1.10a) ;

- deux GPS différentiels, situés à l'avant de la boucle émettrice, donnent toutes les secondes la position du dispositif en latitude/longitude (Figure 1.10b) ;
- une caméra vidéo, située sous l'hélicoptère, filme le terrain survolé ;
- un magnétomètre, situé en pointe de la boucle émettrice (Figure 1.10b), mesure le champ magnétique naturel durant le « Off-Time » des cycles EM (cf. partie 3.2.2 de ce chapitre) ;
- une unité de refroidissement, située dans un angle de la boucle émettrice, permet de stabiliser l'électronique d'émission afin de maintenir une intensité de courant stable (Figure 1.10b) ;
- au sol, une station de base comprenant un GPS différentiel et un magnétomètre.

3.2. Emission et réception du signal électromagnétique

3.2.1 L'émission

Le temps d'émission est appelé « On-Time ». Afin de créer le champ magnétique primaire, on injecte du courant, grâce à un générateur (Figure 1.10c), dans la boucle émettrice. Plus le courant injecté est fort ou plus la boucle possède de tours, plus le moment magnétique sera important, mais également plus le temps de coupure (« front gate ») sera long. En effet, l'injection et la coupure ne sont pas instantanées. L'émission est alors définie par une fonction caractérisant l'intensité du courant en fonction du temps : la forme d'onde (Figure 1.11). Celle-ci varie d'un système à un autre mais comporte obligatoirement deux « pentes » (*i.e.* l'injection et la coupure) ; dans ce cas, la forme d'onde est triangulaire. Dans d'autres cas, le courant marque également un palier. Notons que la forme d'onde a un effet important sur la réponse (Liu, 1998) et doit donc être choisie judicieusement et prise en compte lors du traitement des données.

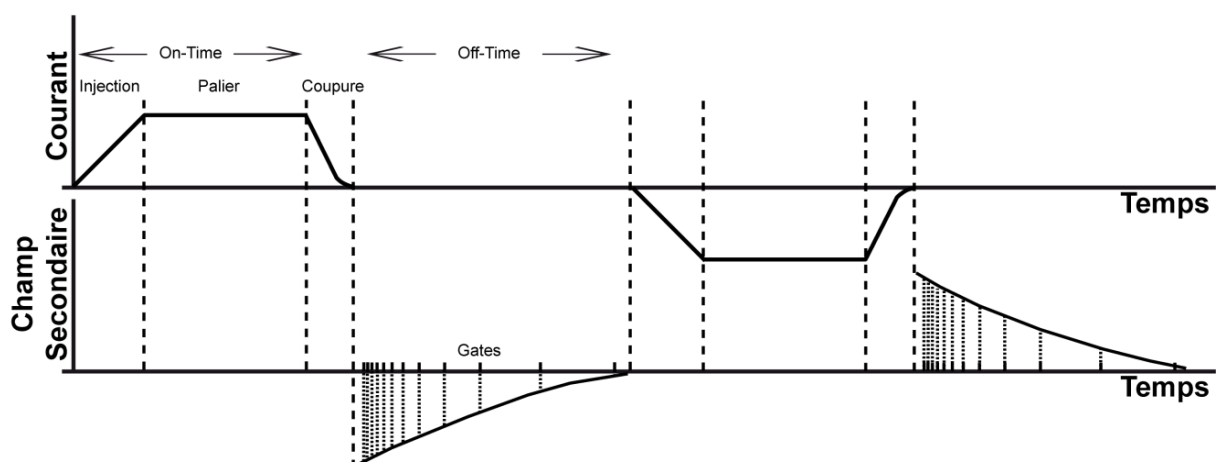


Figure 1.11 Principe d'émission et de réception du signal EM.

La Figure 1.11 présente, de manière schématique, la forme d'onde utilisée par le système SkyTEM®. Celle-ci se compose de quatre parties (Sørensen et Auken, 2004) :

1. la phase d'injection est amorcée par une rampe exponentielle :

$$I = \frac{V}{R} (1 - e^{-(t_b - t) \frac{R}{L}}) \quad (1.39)$$

avec V la tension du générateur, R la somme des résistances de la boucle et du générateur, t_b le temps de début d'injection et L l'inductance propre de la boucle ;

2. le courant atteint le palier souhaité ;
3. la coupure est marquée par une décroissance linéaire (avalanche) ; le moment magnétique de la boucle émettrice maintient la tension maximale

$$\frac{dI}{dt} = -\frac{V_{max}}{L} \quad (1.40)$$

4. lorsque la tension ne peut plus être maintenue, le courant décroît exponentiellement :

$$I = I_e e^{-(t - t_e) \frac{R_{res}}{L}} \quad (1.41)$$

avec I_e et t_e respectivement l'intensité du courant et le temps de début de la phase, et R_{res} caractérisant la résistance d'amortissement.

Les calculs effectués précédemment pour une boucle circulaire considèrent une émission « parfaite » (excitation en forme de marche). Ainsi, pour modéliser la réponse réellement obtenue, il est nécessaire d'effectuer le produit de convolution entre la réponse « parfaite » et la dérivée temporelle de la forme d'onde utilisée. Cela peut s'expliquer comme suit : d'une part, ce sont les variations de l'intensité du courant qui sont à l'origine du champ secondaire mesuré, d'où la dérivée temporelle ; d'autre part, au temps t , on mesure la réponse créée par la variation de l'intensité du courant au temps $t - \tau$, d'où le produit de convolution.

3.2.2. La réception

Le temps de réception est appelé « Off-Time » et fait suite à l'« On-Time » (Figure 1.11) ; dans certains cas, la mesure peut également se faire durant le « On-Time » mais ceci n'est pas discuté ici. Le rapport du temps « Off-Time » sur la somme des temps « On-Time » et « Off-Time » définit alors le « Duty-cycle ». La mesure du champ secondaire peut se faire avec différents appareils (*e.g.* magnétomètre ou boucle d'induction). Cependant la boucle d'induction est la plus communément utilisée et est prise en exemple ici. On mesure alors le signal grâce à l'induction d'un courant (force électromotrice) dans une boucle

généralement composée de plusieurs tours. On est donc sensible à la dérivée temporelle du champ magnétique. La force électromotrice mesurée est égale à $v = NA \frac{\partial b}{\partial t}$, avec N et A respectivement le nombre de tours et l'aire de la boucle réceptrice.

La phase de mesure est synchronisée avec la phase d'émission et est amorcée très vite après la coupure du courant définissant alors le temps zéro. Chaque mesure est alors référencée par rapport à celui-ci. Le temps choisit pour la première dépend essentiellement de la « pente » de la coupure (« front gate »). Plus celle-ci est raide et plus il est possible de mesurer la réponse à des temps très courts (*i.e.* obtenir une information sur les faibles profondeurs) et de maximiser le nombre de décroissances TDEM mesurées sur une distance relativement courte. Un compromis apparaît alors ici clairement. En effet, on a pu voir qu'une bonne profondeur de pénétration nécessitait l'émission d'un moment magnétique important. Or ceci s'accompagne également d'une augmentation du courant et/ou du nombre de tours dans la boucle, ce qui induit un temps de coupure relativement long. La résolution verticale et latérale s'en retrouve alors affectée. La décision entre puissance et résolution dépend donc de l'objet géologique à caractériser.

Les mesures étant très sensibles au bruit, celles-ci sont moyennées sur des intervalles de temps appelés « fenêtres » (Figure 1.11). La décroissance du champ secondaire est alors échantillonnée par ces moyennes, traitées comme étant acquises à des temps t correspondant au centre de leurs fenêtres de temps respectives. Etant donné que le bruit est plus important aux temps longs (Munkholm et Auken, 1996) et que la résolution et la vitesse de diffusion diminuent avec le temps (Nabighian, 1979), la taille de la fenêtre de temps augmente logarithmiquement. Cette procédure est appelée « Log-Gating ».

La mesure est également filtrée par un ou plusieurs filtres Passe-Bas (Effersø et al., 1999) afin de réduire les bruits provenant des émetteurs AM ; ces filtres, induisant une déformation de la mesure, doivent être pris en compte lors de la modélisation (Auken et al., 2000).

3.2.3. L'acquisition

Durant le vol, la répétition du cycle émission/réception permet de mesurer différentes décroissances du champ secondaire, caractérisant, en différentes positions le long de la ligne de vol, la variation de la conductivité/résistivité dans le sous-sol. La distance entre chaque mesure (*i.e.* la résolution latérale) dépend alors de la vitesse de vol mais également des temps caractéristiques de la forme d'onde ainsi que des traitements effectués.

Deux émissions successives vont avoir des polarités contraires (Figure 1.11). Le temps nécessaire pour émettre ces deux signaux et mesurer les deux réponses associées est alors défini par la fréquence de base de la forme d'onde. Celle-ci est généralement choisie comme multiple ou sous-multiple du 50 Hz (en France) afin de rendre cohérent le bruit provenant du réseau électrique. Celui-ci peut alors être réduit en moyennant

les réponses mesurées pour deux émissions de polarités opposées. Les décroissances ainsi obtenues sont généralement une nouvelle fois moyennées, lors d'une étape appelée « Gate Stacking », afin de réduire le bruit contenu dans les données. Ainsi, plus la fréquence de base est grande ou plus on moyenne de mesures entre elles et plus la résolution latérale diminue.

3.3. Caractéristiques du levé étudié

Les aspects théorique et pratique de l'HTEM ayant été rappelés, les différentes caractéristiques du levé réalisé dans la région de Courtenay peuvent être présentées dans le Tableau 1.1. Le système SkyTEM[®] utilise deux moments magnétiques différents lors de l'acquisition (Sørensen et Auken, 2004). Le moment faible (LM), caractérisé par un temps de coupure rapide, permet de mesurer le signal à des temps très courts et donc de caractériser les faibles profondeurs. Le moment fort (HM), quant à lui, donnera une information sur de plus fortes profondeurs.

Vitesse de vol	22 m/s
Altitude de la boucle émettrice	30 m
Nombre de tours de la boucle émettrice	4 (HM) et 1 (LM)
Aire de la boucle émettrice	314 m ²
Courant injecté	112 A (HM) et 11 A (LM)
Moment magnétique généré	140000 Am ² (HM) et 3454 Am ² (LM)
Fréquence de base	25 Hz (HM) et 222.2 Hz (LM)
Durée de l'émission	10000 µs (HM) et 1000 µs (LM)
Durée de la réception	10000 µs (HM) et 1250 µs (LM)
Duty cycle	50% (HM) et 55% (LM)
Durée du temps de coupure	50 µs (HM) et 6 µs (LM)
Nombre de fenêtres de temps	44 (HM, 22 durant l'émission) et 25 (LM, 3 durant l'émission)
Temps de mesure	73.19 à 8845.19 µs (HM) et 3.19 à 115.19 µs (LM)
Nombre de mesures moyennées	96 (HM) et 160 (LM)
Filtres Passe-Bas	450 kHz et 300 kHz

Tableau 1.1 Caractéristiques du dispositif de mesures SkyTEM[®] mis en œuvre dans la région de Courtenay.

4. Synthèse

Les dispositifs HTEM, de par la mesure de décroissances, permettent de caractériser les variations de résistivité en subsurface. Aux temps courts, la réponse est sensible aux faibles profondeurs tandis qu'aux temps longs, l'information vient de formations plus profondes, ceci s'accompagne également d'une perte de résolution. Toutefois, l'efficacité de la méthode dépend grandement du contexte de l'acquisition.

Ainsi, la géologie influence directement la résolution de la méthode. Celle-ci est en effet sensible au contraste de résistivité, les corps résistants sont plus difficilement résolus. De plus, la présence d'une couche conductrice en surface aura tendance à masquer les terrains sous-jacents.

La très haute sensibilité de la méthode aux bruits est également un facteur important, limitant sa profondeur d'investigation. Afin d'améliorer le rapport signal sur bruit, il est possible d'augmenter l'intensité du champ magnétique primaire produit, mais cette augmentation s'accompagne d'une perte de résolution en proche surface et est limitée d'un point de vue matériel. Le système SkyTEM® modère cet effet en utilisant, de manière alternée, deux moments magnétiques différents. Il est également obligatoire de mettre en place une « chaîne » de traitements durant l'acquisition des mesures. Cependant, là encore, une diminution de la résolution latérale de la méthode est inévitable (*e.g.* « Gate Stacking ») ; le levé de Courtenay a une résolution latérale d'environ 30 m.

Des bruits importants, principalement en contexte anthropisé (*e.g.* bruits de couplage), peuvent, toutefois, grandement altérer la qualité des mesures et ne peuvent être réduits de manière efficace par les traitements utilisés lors de l'acquisition. Ces derniers doivent donc être retirés des données avant toute interprétation.

Chapitre II

—

Traitement des données

Lors d'une acquisition aéroportée, deux types de données sont mesurées : les données de navigation (inclinaison, altitude et position du dispositif), acquises en continu, et les décroissances TDEM. L'ensemble de ces mesures a cependant besoin d'être traité avant de pouvoir être utilisé. Les premières doivent être corrigées de perturbations connues et échantillonnées sur un même pas de temps et les deuxièmes nécessitent un filtrage adapté retirant les bruits affectant encore les données. Une inversion des réponses TDEM peut alors ensuite être calculée.

1. Traitement des données de navigation

Les données de navigation permettent de situer les boucles émettrices et réceptrices dans le temps et l'espace et sont donc nécessaires pour l'interprétation des décroissances TDEM. Les traitements ont été réalisés avec les outils de la suite logicielle Aarhus Workbench, développée par l'université d'Aarhus (Danemark) ; le manuel d'utilisation peut être trouvé sur internet (HGG, 2011).

1.1. Données GPS

La position du dispositif est mesurée toutes les secondes grâce aux GPS différentiels installés à la fois sur la boucle et à la station de base. Les mesures de navigation sont alors interpolées par ajustement polynômial et un pas d'échantillonnage compatible avec les données EM (en général 0.5 s) est défini.

1.2. Données d'inclinaison

L'inclinaison est mesurée suivant l'axe de vol et sa perpendiculaire horizontale grâce aux deux inclinomètres placés sur la boucle. Un filtre médian permettant de retirer les valeurs aberrantes est appliqué. La mesure de l'inclinaison permet de :

- corriger les données d'altitude. En effet, la Figure 2.1 montre que, dans le cas d'une boucle inclinée, les altitudes mesurées sont biaisées. Ainsi, en connaissant l'inclinaison et par simples opérations trigonométriques, il est possible de calculer l'altitude au centre des boucles émettrice et réceptrice(s) ;

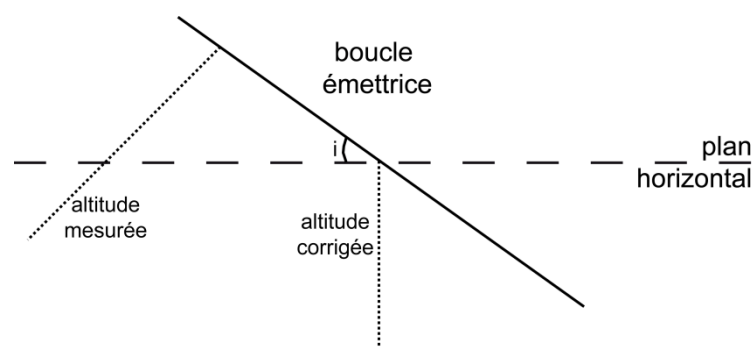


Figure 2.1 Vue schématique de l'effet de l'inclinaison du dispositif sur la mesure d'altitude.

- corriger les décroissances TDEM mesurées. En effet, une inclinaison du dispositif entraîne une réduction des aires effectives des boucles émettrice et réceptrice(s). Là encore, une simple opération trigonométrique permet d'effectuer la correction géométrique sur les données. Toutefois, cette correction ne prend pas en compte la composante horizontale du champ magnétique, dont l'effet est supposé négligeable (Auken et al., 2009a).

1.3. Données d'altitude

L'altitude est mesurée grâce aux deux altimètres situés sur la boucle. Cette donnée nécessite un traitement un peu plus complexe que les deux autres. En effet, d'une part, comme cela a été précisé précédemment, l'altitude doit être corrigée par l'inclinaison du dispositif et ramenée au centre des boucles émettrice et réceptrice(s) ; d'autre part, les mesures peuvent être biaisées par différents phénomènes. Ainsi, on observe des réflexions nulles au niveau des différents points d'eau survolés et, en présence d'arbres, le signal peut se réfléchir sur leurs cimes, menant alors à l'enregistrement de variations d'altitude importantes (*i.e.* égales à la taille des arbres) sur des temps très courts (Beamish et Leväniemi, 2008).

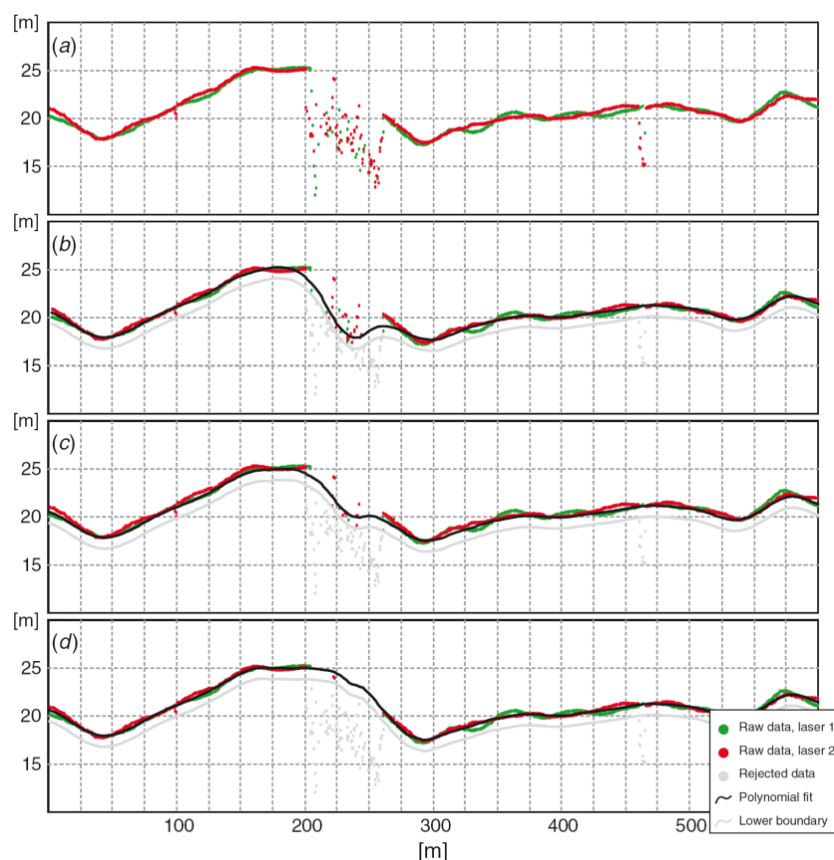


Figure 2.2 Données provenant des deux altimètres laser utilisés sur le système SkyTEM[®]. Entre 200 et 275 m, une zone boisée est survolée. Données brutes en (a) et différents passages du filtrage récursif sont présentés en (b), (c) et (d) (Auken et al., 2009a).

Le traitement consiste donc à chercher les maxima d'altitude. Pour cela, on utilise une procédure récursive permettant de retirer progressivement les données jugées aberrantes (Figure 2.2). Un ajustement polynômial (en noir) est répété 7 à 9 fois sur les données provenant des deux altimètres (en rouge et vert), avec, à chaque itération, rejet des altitudes de plus de 1 m inférieures aux différents polynômes calculés (en gris). Les deux jeux de données ainsi filtrés sont ensuite moyennés en une seule courbe. Une mesure d'altitude précise permet alors de :

- prévenir la présence d'artefacts résistants en surface dans le modèle de résistivité ;
- donner un bon a priori pour l'inversion, celui-ci possédant un degré de liberté.

2. Traitement des données électromagnétiques en domaine temporel

Le traitement des données TDEM a pour objectif de rejeter les distorsions aux temps courts et intermédiaires et d'augmenter le ratio signal sur bruit aux temps longs (*i.e.* amélioration de la profondeur d'investigation). Dans ce but, plusieurs traitements ont déjà été appliqués sur les données TDEM (cf. chapitre I partie 3.2) :

- le bruit a été réduit grâce aux techniques de « Log-Gating » et de « Gate Stacking » ;
- l'effet du réseau électrique a été réduit par l'utilisation d'émissions de polarités opposées à une fréquence sous-multiple du 50 Hz ;
- l'effet des émetteurs AM a été réduit par application de filtres Passe-Bas.

Rappelons que l'effet de l'inclinaison a également été corrigé. Toutefois, à la suite de ces traitements, les données présentent encore des distorsions dues principalement aux bruits de couplage, aux « spherics » et au bruit de fond (aux temps longs). Les mesures doivent donc être de nouveau traitées si l'on souhaite un modèle de résistivité fiable. Cette étape est tout particulièrement critique dans le cas d'une étude géo-environnementale, où les changements de géologie peuvent être marqués seulement par des variations de décroissance de 10 à 20 % (Sørensen et Auken, 2004).

2.1. Filtrages intégrés au logiciel Aarhus Workbench

Dans la continuité du traitement des données de navigation, le filtrage des décroissances TDEM intégré au logiciel Aarhus Workbench a été testé. Celui-ci se compose de trois filtres :

- le premier filtre, le filtre seuil, s'applique sur chaque décroissance séparément et est défini par:
 - un intervalle de temps, caractérisé par une borne aux temps courts, fixée manuellement, et une borne aux temps longs, définie par le niveau de bruit estimé (Figure 2.3a). Les fenêtres de mesure en dehors de cet intervalle ne sont donc pas traitées ; celles se situant en dessous du niveau de bruit sont, par la suite, moyennées par le second filtre ;
 - un rejet des signes négatifs ;
 - la plus petite pente tolérable pour la décroissance (Figure 2.3b) ; si l'amplitude d'une fenêtre est supérieure à celle-ci, cette dernière ainsi que les suivantes sont rejetées ;
 - la plus grande pente tolérable pour la décroissance (Figure 2.3b) ; si l'amplitude d'une fenêtre est inférieure à celle-ci, cette dernière ainsi que les suivantes sont rejetées.

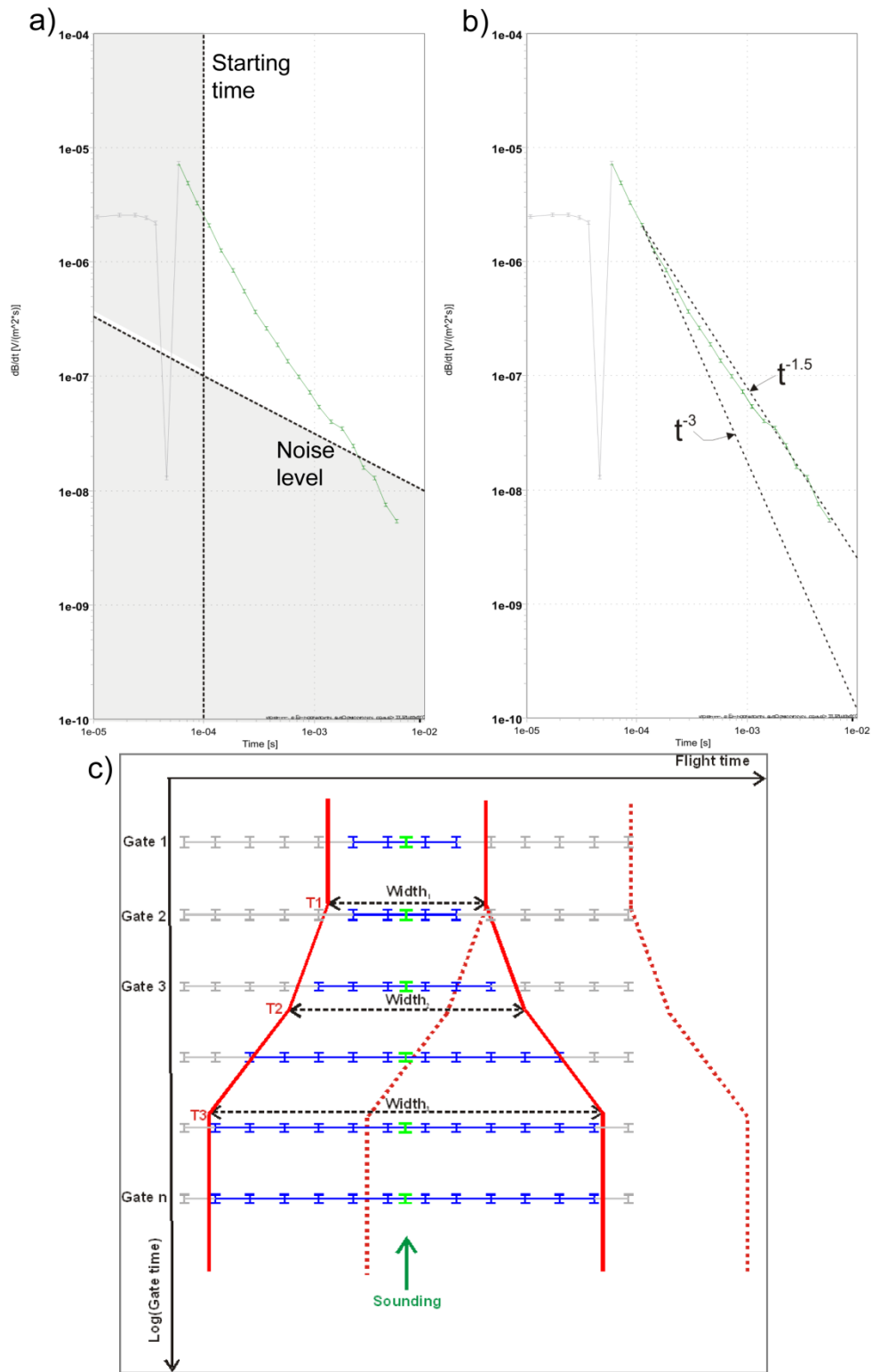


Figure 2.3 Présentation des filtres intégrés au logiciel Aarhus Workbench (modifié d'après HGG, 2011).

Principe du filtre seuil ((a) intervalles en temps et (b) en pentes) et (c) du filtre trapèze.

Ce filtre cible donc en priorité les « spherics » et les bruits de couplage capacitifs. Cependant, le choix des pentes est assez subjectif. Celles-ci ne sont, par conséquent, pas nécessairement adaptées à l'ensemble du jeu de données, l'amplitude du bruit pouvant être très variable. Le plus souvent, il reste du bruit sur les décroissances. De plus, il est également envisageable que certaines fenêtres non bruitées, caractérisées par des changements d'amplitude plus marqués que la normale, puissent également être rejetées.

- le deuxième filtre s'applique entre les différentes décroissances. Il s'agit du calcul de la mesure moyenne, fenêtre par fenêtre, de toutes les décroissances incluses dans un intervalle défini. La nouvelle mesure est alors placée au centre de celui-ci ; les données sont donc ré-échantillonnées. Bien que centrés au même temps, des intervalles de largeurs différentes sont utilisés suivant les fenêtres à moyenner (Figure 2.3c). Le filtre possède alors une forme trapézoïdale et est défini par :
 - une distance en temps espaçant les centres des intervalles de deux filtres trapèzes successifs (*i.e.* le pas de ré-échantillonnage) ;
 - les trois intervalles définissant le filtre trapèze et caractérisés par une largeur (*i.e.* nombre de décroissances affectées) et une longueur (*i.e.* nombre de fenêtres pris en compte).

De manière générale, aux temps courts, la largeur de l'intervalle est petite et peu de décroissances sont moyennées, tandis qu'aux temps longs, la largeur de celui-ci est plus grande et inclut plus de mesures. Ceci s'inspire du comportement du champ électrique induit dans le sous-sol et permet de garder une bonne résolution aux temps courts tout en réduisant le niveau de bruit aux temps longs, améliorant ainsi la profondeur d'investigation. Toutefois, en fonction du temps, la moyenne est calculée sur un nombre différent de décroissances déjà filtrées (*i.e.* ne possédant pas le même nombre de fenêtres). Cela peut alors créer artificiellement du bruit sur les mesures ré-échantillonnées ; ceci est amplifié en cas de variation rapide d'altitude, de contexte (*e.g.* transition mer-terre) ou de géologie. Un troisième filtre est alors nécessaire.

- le troisième filtre est identique au premier et tente de retirer les bruits résiduels. Celui-ci souffre donc des mêmes limitations que celles citées précédemment.

A la vue des différentes remarques formulées et des différents tests effectués, dans la grande majorité des cas, à la fin de la procédure de filtrage, les décroissances présentent encore des distorsions. De plus, les bruits de couplage galvaniques n'ont pu être rejetés car indifférenciables numériquement d'une bonne mesure par nature. Un nettoyage manuel des données est donc nécessaire, rendant le traitement long et subjectif.

D'autres procédures de filtrage ont alors été recherchées dans la littérature afin de trouver une alternative à celles proposées par le logiciel.

2.2. Autres traitements existants

Une méthode simple de filtrage des décroissances TDEM consiste à mesurer le champ magnétique au niveau d'une station de base hors de la zone d'étude. Cette mesure permet alors de prédire et corriger le bruit contenu dans les données, soit par simple soustraction (Stephan et Strack 1991), soit en utilisant un filtre adaptatif prenant en compte la non-stationnarité du bruit (Olsen et Hohmann 1992 ; Buselli et al. 1998). Ce procédé a montré son efficacité pour réduire le bruit géomagnétique basse et haute fréquence (*i.e.*

« spherics »). Cependant, les bruits culturels, qui sont pour la plupart très locaux, ne peuvent être prédits par la méthode. Afin de prendre en compte ce qui est mesuré localement par le récepteur, Spies (1988) et Buselli et al. (1998) ont proposé un filtrage basé sur la mesure des trois composantes du champ magnétique lors de la réception. Ainsi, en considérant la terre comme un milieu tabulaire, tout le signal géologique est contenu dans la composante verticale ; celles horizontales ne contiennent que du bruit. Il est ainsi possible de lier mathématiquement la composante verticale aux deux autres et donc de prédire le bruit sur cette dernière. Cette méthode s'est montrée efficace pour réduire à la fois le bruit géomagnétique basse fréquence et celui provenant du réseau électrique.

D'autres méthodes vont s'appliquer avant le « Log-Gating » afin de retirer/réduire les amplitudes aberrantes avant le calcul des moyennes. Il est ainsi possible de fixer un seuil au-delà duquel les mesures sont filtrées (Macnae et al. 1984 ; McCracken et al. 1984) ou bien encore de rejeter les extrema d'amplitudes (Strack et al., 1989). Durant le « Log-Gating », il est également envisageable d'appliquer un filtre récursif (Buselli et Cameron, 1996) afin, là encore, de réduire l'effet des données aberrantes. Ces différentes méthodes permettent principalement de réduire l'effet des « spherics ».

Enfin deux méthodes, proposées par Bouchedda et al. (2010), se sont également montrées efficaces pour réduire l'effet des « spherics ». Elles exploitent à la fois les propriétés de ces derniers et de la transformée en ondelettes.

On peut remarquer que peu d'articles existent sur le sujet, la plupart des compagnies gardant leurs méthodes de filtrage confidentielles. Toutes les méthodes citées ci-dessus ont pour but de réduire le niveau de bruit afin d'améliorer la profondeur d'investigation. Cependant, dans un milieu anthropisé, les bruits sont nombreux et souvent de fortes amplitudes. Ils ne peuvent être efficacement réduits et doivent être rejetés. Or aucune alternative au filtre seuil, proposé dans le logiciel Aarhus Workbench, n'a été trouvée. De plus, la plupart des méthodes ne ciblent qu'un seul type de bruit et ne sont ainsi, là encore, pas adaptées aux milieux anthropisés. Tout ceci rend donc pertinent le développement d'un filtre permettant de rejeter de manière objective et précise la plupart des bruits altérant les données TDEM.

3. Décomposition en valeurs singulières

3.1. Généralités

La décomposition en valeurs singulières (SVD) permet d'extraire les formes dominantes d'un jeu de courbes en utilisant des fonctions orthogonales, les composantes principales. Trois matrices sont alors produites (Press et al., 1992) :

$$A = UWV' \quad (2.1)$$

avec A matrice contenant les courbes à décomposer

U matrice des coefficients ; un coefficient associé à chaque composante et courbe

W matrice diagonale des valeurs propres

V' transposée de la matrice des composantes principales

Toutes les courbes sont alors expliquées entièrement par la combinaison linéaire (*i.e.* définie par les matrices U et W) de toutes les composantes (*i.e.* matrice V).

Chaque composante est obtenue par minimisation de la variance des résidus des courbes (*i.e.* ce qui n'est pas expliqué par les composantes précédentes). Ainsi, la première, qui possède la valeur propre la plus élevée, explique la plus grande variance et représente donc la courbe moyenne ; les suivantes dépendent alors des résidus. Toutefois, dans le cas de décroissances, les composantes ont tendance à expliquer, dans un premier temps, les variations basses fréquences (*i.e.* la forme générale des courbes) pour ensuite caractériser les changements hautes fréquences (*e.g.* les pics). Le nombre de composantes est égal ou inférieur au nombre d'échantillons caractérisant les courbes à décomposer.

L'utilisation de la SVD dans un processus de filtrage des décroissances TDEM a, par conséquent, pour but de séparer le signal géologique, assimilé aux variations basses fréquences, du bruit, induisant des variations hautes fréquences sur les mesures. Chacun sera contenu dans des composantes différentes, celles géologiques et celles dites de bruit. Les distorsions pourront alors être éliminées par simple comparaison entre les décroissances reconstruites, par sommation des composantes géologiques, et celles mesurées. Il est important de noter que moins les courbes diffèrent naturellement entre elles et plus il est facile d'en séparer le bruit. C'est pourquoi, les décroissances TDEM ont été préférées aux courbes des résistivités apparentes qui peuvent présenter des variations (*i.e.* croissance et décroissance) bien plus diverses et hautes fréquences. De plus, comme cela est visible sur la Figure 2.16, les bruits altèrent la décroissance générale des réponses. Ces déformations sont alors expliquées par les composantes géologiques et sont donc présentes sur les reconstructions. Il n'y a donc aucune raison pour qu'au niveau des fenêtres bruitées la mesure reconstruite

soit égale à la réponse qui aurait été acquise sans bruit. C'est pourquoi, les reconstructions ont été utilisées pour identifier et éliminer les distorsions affectant les décroissances et non directement comme des mesures TDEM ne contenant aucun bruit.

3.2. Tests sur synthétiques

La SVD est très utilisée pour traiter les données de radiométrie spectrale aéroportée (Hovgaard et Grasty, 1997 ; Minty et McFadden, 1998) ; une première estimation de l'utilité de cette dernière sur le filtrage des décroissances TDEM a donc pu être appréciée. Cependant, ces deux types de données et les phénomènes qui les affectent sont très différents. Ainsi, afin de mieux appréhender les résultats que l'on peut obtenir dans un cas réel, plusieurs tests ont été effectués sur des données synthétiques. Celles-ci ont été calculées avec la même boucle émettrice que précédemment (*i.e.* un rayon de 10 m et un courant de 10 A), pour une géologie simple à deux couches ; pour chaque test, le jeu de données est constitué de 5000 courbes.

La SVD a tout d'abord été calculée pour un jeu de décroissances identiques. La Figure 2.4 présente les différentes composantes obtenues. On s'aperçoit alors que la première décrit bien une décroissance, comme cela était attendu, et permet d'expliquer le jeu de données. Les autres composantes présentent des amplitudes très faibles et représentent le bruit numérique. En pratique, celles-ci sont noyées dans le bruit EM.

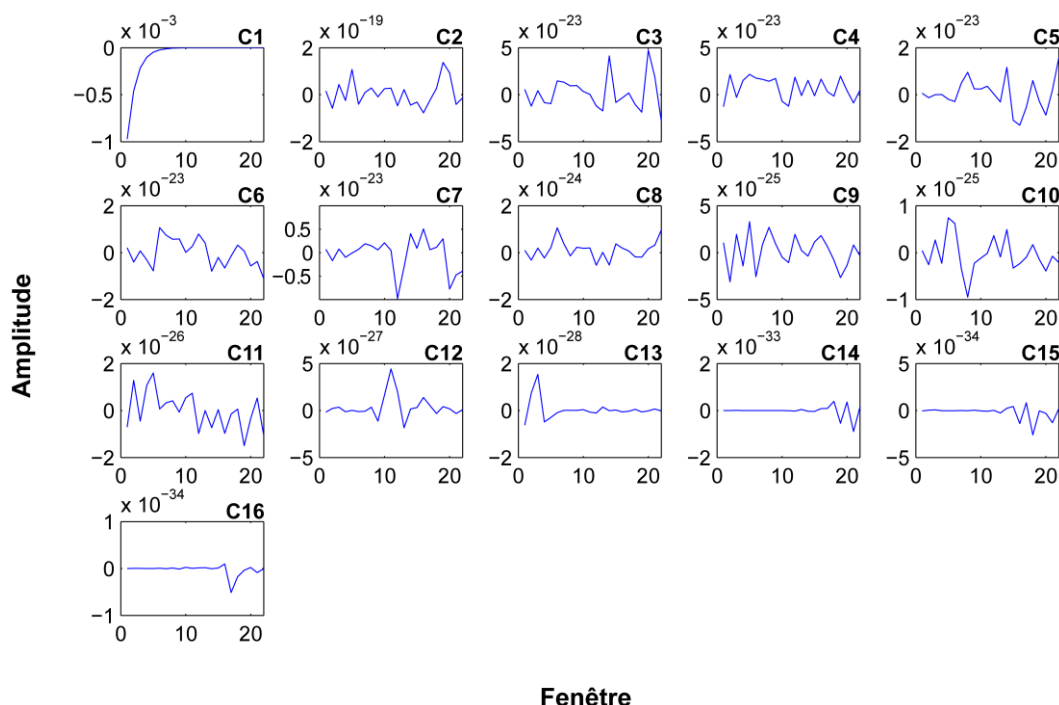


Figure 2.4 Amplitudes des composantes principales en fonction de la fenêtre de temps, obtenues pour des décroissances TDEM identiques ; le calcul de la réponse a été effectué avec une première couche de conductivité 0.1 S/m et d'épaisseur 15 m et une deuxième couche de conductivité 0.01 S/m.

Du bruit, simulant le bruit de fond (*i.e.* aléatoire et caractérisé par une pente en $t^{-\frac{1}{2}}$), a ensuite été introduit. Notons que pour réduire la dynamique de celui-ci, la SVD a été calculée sur les valeurs absolues. Les différentes composantes obtenues sont présentées sur la Figure 2.5. On constate que les amplitudes sont alors plus importantes que sur la Figure 2.4. Les composantes caractérisées par des variations hautes fréquences (*i.e.* toutes sauf la première) semblent expliquer le bruit contenu dans les données. Il est clair ici que les faibles amplitudes mises en évidence dans le test précédant sont totalement noyées dans le bruit ajouté. Un exemple de reconstruction en ne gardant que la première composante est présenté sur la Figure 2.6. Les décroissances TDEM correspondantes, avec et sans bruit, sont également représentées. On constate que la reconstruction n'est pas du tout altérée par la présence du bruit de fond (*i.e.* la séparation entre le signal géologique et le bruit est très bonne), ce qui permettra une identification précise du bruit. On s'aperçoit également que le calcul de la SVD sur les valeurs absolues – nécessaire pour réaliser un filtrage efficace – introduit un biais au temps longs ; la courbe reconstruite est alors différente de la réponse attendue sans bruit.

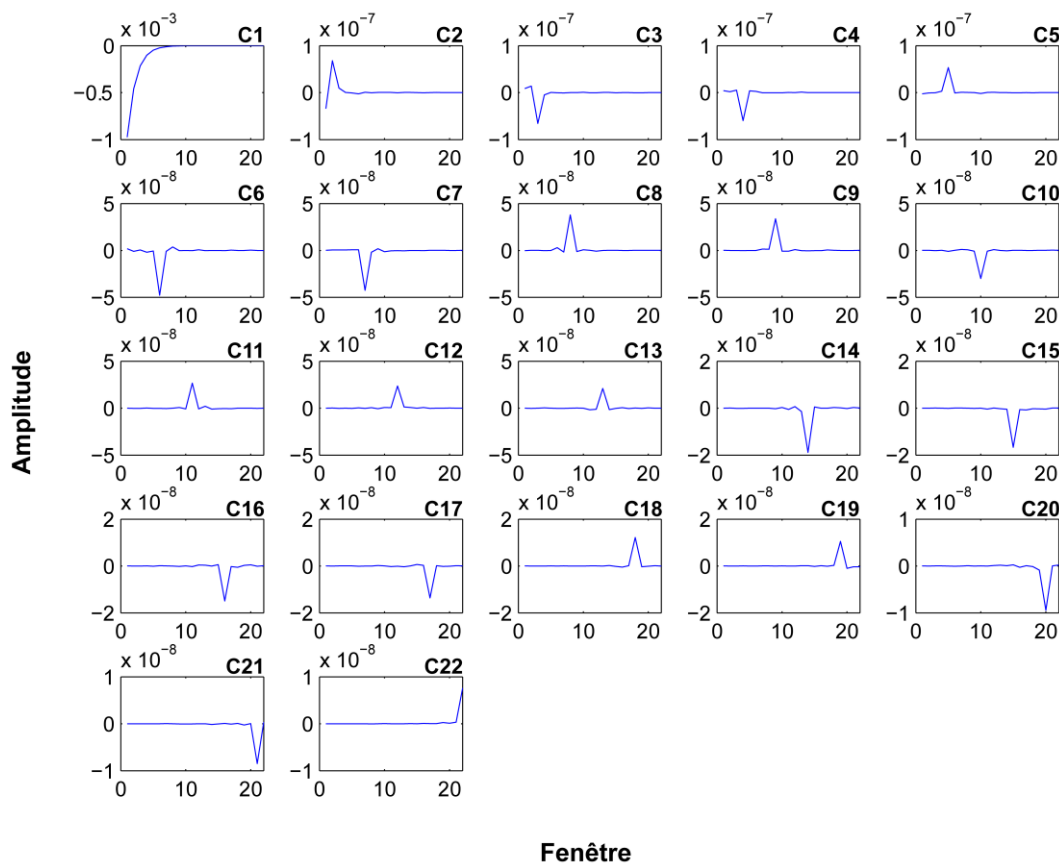


Figure 2.5 Amplitudes des composantes principales en fonction de la fenêtre de temps, obtenues pour des décroissances TDEM identiques auxquelles un bruit de fond a été ajouté (*cf.* texte) ; le calcul de la réponse a été effectué avec une première couche de conductivité 0.1 S/m et d'épaisseur 15 m et une deuxième couche de conductivité 0.01 S/m.

Ce résultat renforce ce qui a été dit précédemment. En aucun cas, la réponse reconstruite ne doit être considérée comme une décroissance TDEM. En effet, celle-ci dépend, d'une part, de la préparation des données effectuée avant le calcul de la SVD (*i.e.* calcul de la valeur absolue) et, d'autre part, de l'effet du

bruit sur la décroissance générale de la réponse mesurée (Figure 2.16). Notons que l'effet mis en évidence sur la Figure 2.6 est d'autant plus important que le niveau de bruit est élevé.

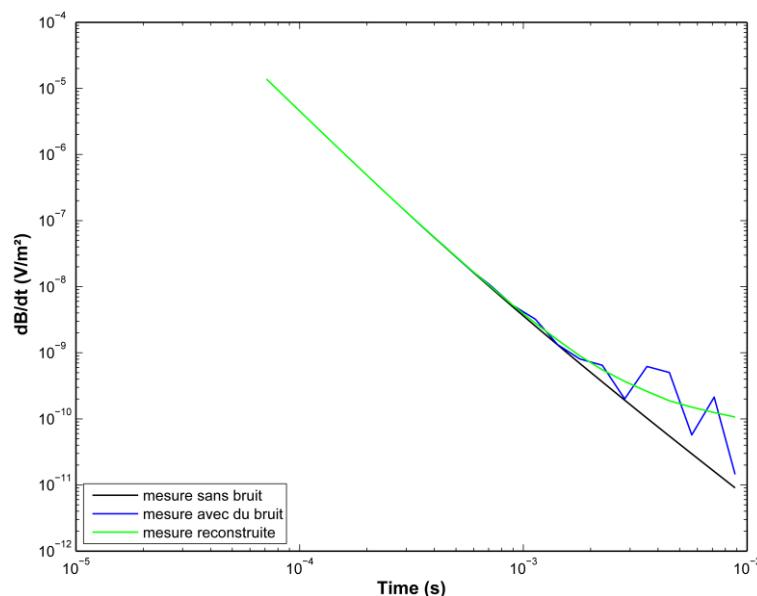


Figure 2.6 Exemple de reconstruction (en vert) d'une mesure affectée par du bruit (en bleu). En guise de comparaison, la décroissance TDEM non bruitée est également présentée (en noir) ; le calcul de la réponse a été effectué avec une première couche de conductivité 0.1 S/m et d'épaisseur 15 m et une deuxième couche de conductivité 0.01 S/m.

Les conductivités caractérisant les deux couches ont ensuite varié aléatoirement entre 0.1 et 0.01 S/m, le bruit étant toujours présent. La Figure 2.7 présente les composantes obtenues.

Les changements de conductivité induisent des formes de décroissance différentes au sein du jeu de données. Ceci semble être expliqué par les composantes 2 et 3, caractérisées par des variations moins rapides que celles observées pour le bruit sur la Figure 2.5. Au premier ordre, celui-ci apparaît ainsi bien découplé du signal géologique, qui peut être reconstruit ici avec les trois premières composantes. Cependant, on s'aperçoit que la forte dynamique des décroissances TDEM (*i.e.* de 10^{-5} à 10^{-11} V/m²) introduit un biais lors de la décomposition. Ainsi, les temps courts, qui dominant en termes de variance, vont être expliqués par les composantes d'ordre faible et les temps longs par celles d'ordre plus important ; c'est ce que l'on peut observer sur les Figures 2.5 et 2.7. Ceci peut sembler adapté à la réjection du bruit aux temps longs. Toutefois, cela peut également masquer totalement le signal géologique contenu dans les temps intermédiaires-longs sur certaines courbes ; cet effet est évidemment bien plus problématique lorsque les données sont aussi affectées par des bruits de plus fortes amplitudes intervenant à des temps plus courts. Il semble alors nécessaire de réduire la dynamique des décroissances TDEM afin de mieux reconstruire le signal géologique. Cette préparation des données est connue sous le terme d'ajustement du bruit (*i.e.* NASVD : Noise Adjusted Singular Value Decomposition) en radiométrie spectrale (Hovgaard, 1997). Plusieurs méthodes permettant de réduire la dynamique des mesures TDEM ont donc été étudiées. Notons cependant qu'il est tout de même intéressant de garder une forme de décroissance étant donnée la dominance du bruit aux temps longs. Le logarithme ainsi que des normalisations par l'amplitude de la/des premières

fenêtres ou par ajustement polynômial ont été essayés. Aucune de ces méthodes n'a cependant donné de résultats concluants, le bruit se retrouvant amplifié. La solution trouvée consiste alors à multiplier l'amplitude de chaque fenêtre de mesure par sa largeur. En appliquant cette préparation aux mêmes données que précédemment, on obtient les composantes de la Figure 2.8.

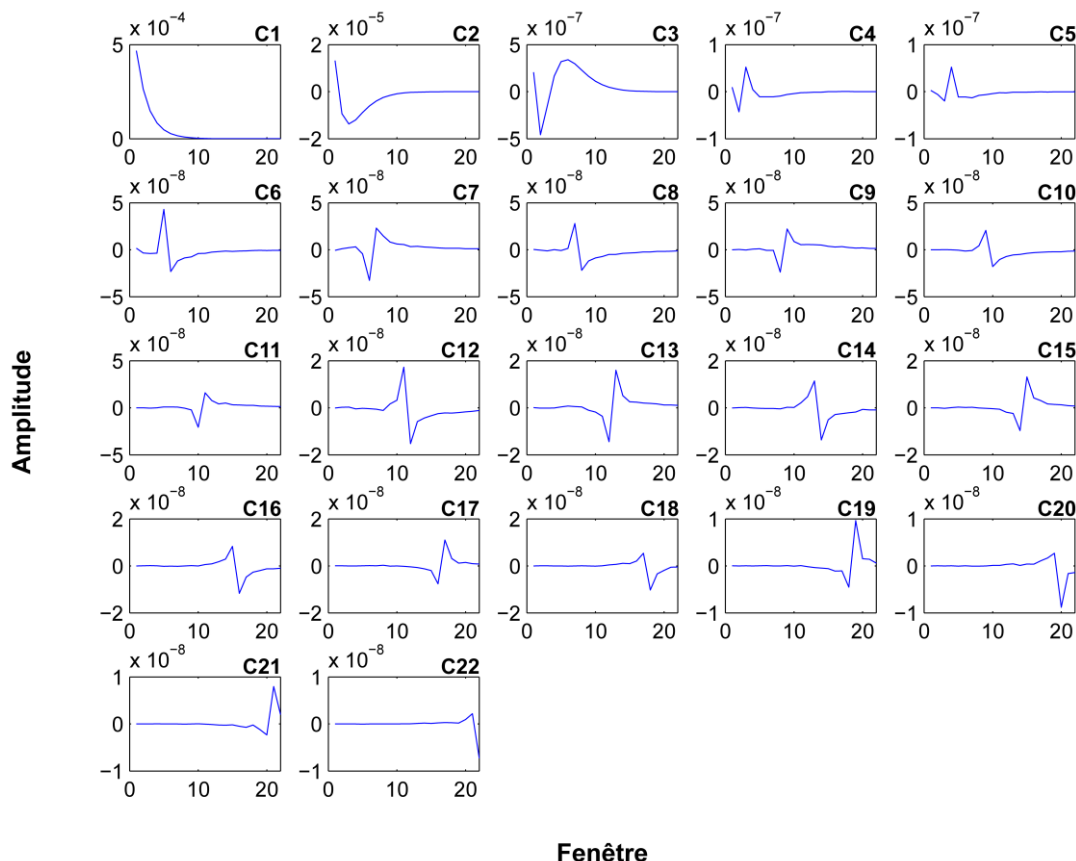


Figure 2.7 Amplitudes des composantes principales en fonction de la fenêtre de temps, obtenues pour des décroissances TDEM calculées pour différents milieux à deux couches (15 m d'épaisseur pour la première), les conductivités variant aléatoirement entre 0.01 et 0.1 S/m. Un bruit de fond a de plus été ajouté (cf. texte).

On voit alors apparaître une « nouvelle » composante (*i.e.* précédemment noyée dans le bruit) en quatrième position par rapport à la Figure 2.7. Le bruit et le signal géologique ont chacun tendance à être mieux regroupés. Cette quatrième composante est caractérisée par une variation peu rapide principalement marquée aux temps longs. Elle semble donc nécessaire pour expliquer le signal géologique à ces temps. Afin de mettre en évidence l'apport de la préparation des données sur la décomposition, une décroissance TDEM peu bruitée aux temps longs a été sélectionnée à l'intérieur du jeu de données (Figure 2.9). Les reconstructions avec et sans préparation sont alors présentées. On constate bien que la quatrième composante permet de mieux rendre compte du signal géologique contenu dans les temps longs. Rappelons que plus le niveau de bruit sera élevé et plus il sera important de préparer les données.

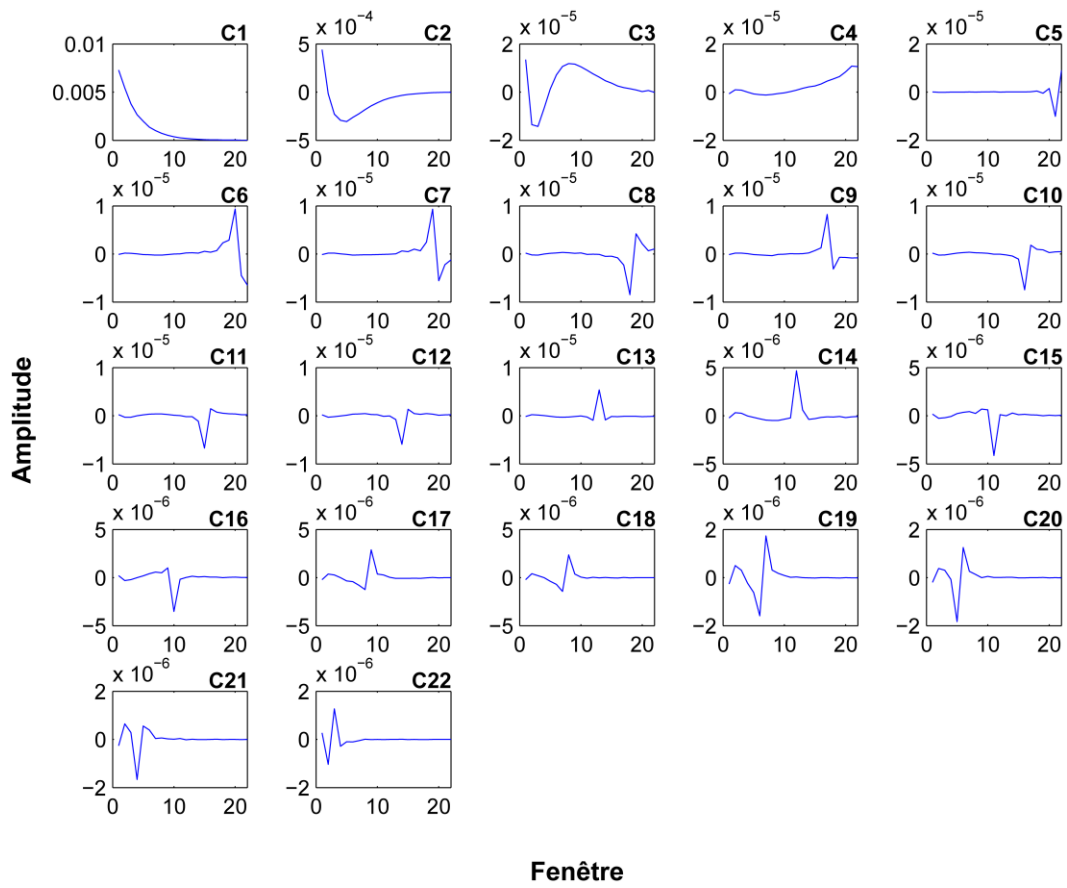


Figure 2.8 Amplitudes des composantes principales en fonction de la fenêtre de temps, obtenues après préparation des décroissances TDEM calculées pour différents milieux à deux couches (15 m d'épaisseur pour la première), les conductivités variant aléatoirement entre 0.01 et 0.1 S/m. Un bruit de fond a de plus été ajouté (cf. texte).

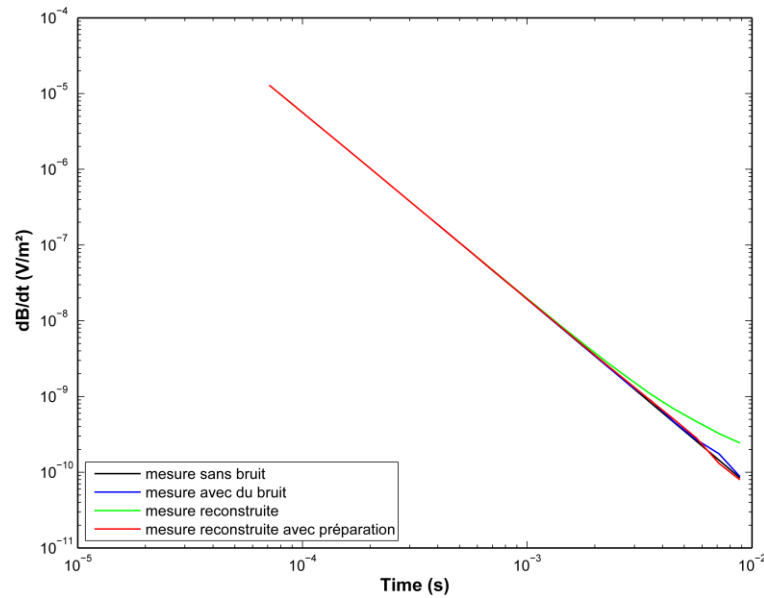


Figure 2.9 Exemple de reconstruction avec (en rouge) et sans (en vert) préparation d'une mesure peu bruitée (en bleu). En guise de comparaison, la décroissance TDEM non bruitée est également présentée (en noir).

Enfin, du bruit affectant les données dès les temps courts-intermédiaires a été ajouté sur 20% des courbes. Celui-ci décale généralement la réponse en amplitude (*e.g.* Figure 1.6, chapitre I partie 2.1.). La reconstruction pour l'une des décroissances est présentée sur la Figure 2.10. L'introduction d'un bruit caractérisé par une variance élevée ne semble pas altérer la qualité de la reconstruction (*i.e.* les distorsions sont toujours bien dissociées du signal géologique lors de la décomposition) ; cette mesure pourra donc être rejetée du jeu de données par comparaison avec la courbe reconstruite.

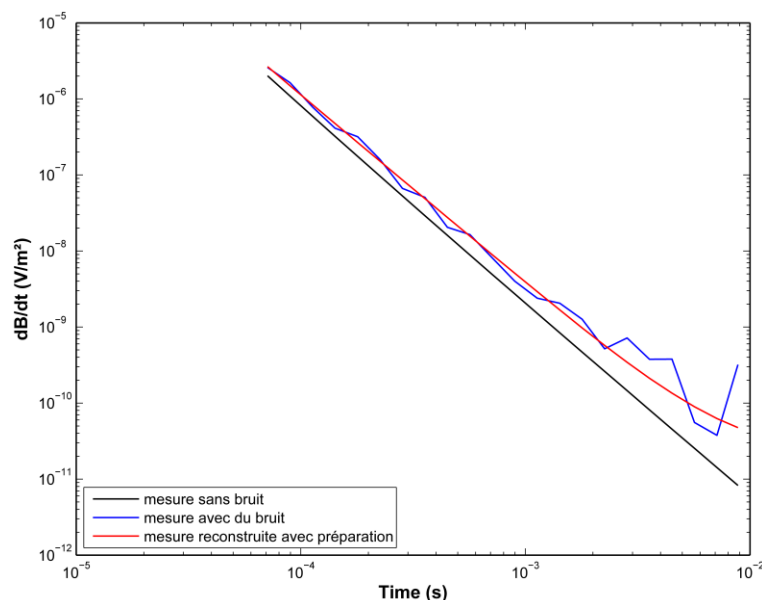


Figure 2.10 Exemple de reconstruction (en rouge) d'une mesure affectée dès les temps courts par du bruit (en bleu). En guise de comparaison, la décroissance TDEM non bruitée est également présentée (en noir).

La SVD apparaît comme une méthode efficace pour rejeter, de manière peu subjective, le bruit contenu dans les données tout en conservant l'information géologique. Une méthodologie de filtrage utilisant la SVD a ainsi été appliquée sur les mesures provenant de l'acquisition de Courtenay ; aucune autre procédure de débruitage n'a été utilisée à ce niveau.

4. Singular value decomposition as a denoising tool for airborne time domain electromagnetic data

Cette partie a fait l'objet d'une publication d'un article dans la revue Journal of Applied Geophysics :

Reninger, P.-A., Martelet, G., Deparis, J., Perrin, J., Chen, Y. [2011]. Singular value decomposition as a denoising tool for airborne time domain electromagnetic data. *Journal of Applied Geophysics*, 75, 264-276

4.1. Abstract

Airborne Time Domain Electromagnetic (TDEM) surveys are increasingly carried out in anthropized areas as part of environmental studies. In such areas, noise arises mainly from either natural sources, such as spherics, or cultural sources, such as couplings with man-made installations. This results in various distortions on the measured decays, which make the EM noise spectrum complex and may lead to erroneous inversion and subsequent misinterpretations. Thresholding and stacking standard techniques, commonly used to filter TDEM data, are less efficient in such environment, requiring a time-consuming and subjective manual editing. The aim of this study was therefore to propose an alternative fast and efficient user-assisted filtering approach. This was achieved using the Singular Value Decomposition (SVD). The SVD method uses the principal component analysis to extract into components the dominant shapes from a series of raw input curves. EM decays can then be reconstructed with particular components only. To do so, we had to adapt and implement the SVD, firstly, to separate clearly and so identify easily the components containing the geological signal, and then to denoise properly TDEM data.

The reconstructed decays were used to detect noisy gates on their corresponding measured decays. This denoising step allowed rejecting efficiently mainly spikes and oscillations. Then, we focused on couplings with man-made installations, which may result in artifacts on the inverted models. An analysis of the map of weights of the selected “noisy components” highlighted high correlations with man-made installations localized by the flight video. We had therefore a tool to cull most likely decays biased by capacitive coupling noises. Finally, rejection of decays affected by galvanic coupling noises was also possible locating them through the analysis of specific SVD components. This SVD procedure was applied on airborne TDEM data surveyed by SkyTEM Aps. over an anthropized area, on behalf of the French geological survey (BRGM), near Courtenay in Région Centre, France. The established denoising procedure provides accurate denoising tools and makes, at least, the manual cleaning less time consuming and less subjective.

4.2. Introduction

Electromagnetic (EM) methods were historically developed for mining purposes (see Palacky and West, 1991 for a review). The ability of Time Domain Electromagnetism (TDEM) method to provide increasingly detailed resistivity mapping of the underground progressively makes the method suitable in environmental studies (Jørgensen et al., 2003). For these applications, high accuracy of the measured data is needed (Sørensen and Auken, 2004).

A mathematical description of EM in geophysics is given by Ward and Hohmann (1988). The signal-to-noise ratio of a typical measured sounding is good at early times and signal is overwhelmed by the background noise at late delay times (Munkholm and Auken, 1996). However, the measured decay may also be affected by high amplitude noises when surveying. The EM noise spectrum has been studied by many authors as Macnae et al. (1984), McCracken et al. (1984), McCracken et al. (1986) and Spies and Frishknecht (1991). The spectrum is colored (Munkholm and Auken, 1996) and has diurnal, annual and geographical variations. Spherics, arising from thunderstorms, and Very Low Frequency (VLF)/Amplitude Modulated (AM) transmitters, around 15 kHz-24 kHz and 200 kHz respectively, may dominate the measured magnetic field (Spies and Frishknecht, 1991; Effersø et al. 1999). Induced polarization (IP) effects may also occur with a sufficiently polarizable earth (Flis et al., 1989) and results mainly in a noticeable sign reversal at late delay times in coincident-loop configuration.

An accurate measurement is therefore not sufficient and a processing is often required in order to obtain a better and more realistic resistivity model after the inversion. As part of TDEM processing, several attempts were made to filter noise in decays (Macnae et al., 1984; Palacky and West, 1991; Buselli and Cameron, 1996; Bouchedda et al., 2010). Existing filters may remove/reduce spikes or oscillations on decays. Noise reduction allows improving the penetration depth of the signal without having to increase the transmitter power or acquisition time (Spies, 1988). Prediction filters/recursive algorithms (Spies, 1988; Buselli and Cameron, 1996; Buselli et al., 1998) can be used to filter TDEM data but they require many input parameters. Other filters have been developed for ground measurements and are only optimized for small surveys (Stephan and Strack, 1991). More recently, Bouchedda et al. (2010) used two techniques which operate in the wavelet domain for the spherics noise reduction. However, these filters are very specific to an acquisition setup and/or target a single source of noise.

Nowadays, the most common general denoising methods use threshold and/or stacking (Macnae et al., 1984; McCracken et al., 1984; Cull, 1991; HGG, 2011). Thresholding can be applied either on pre-stacked data (Macnae et al., 1984; McCracken et al., 1984), in order to improve the signal-to-noise ratio when stacking, or on stacked data (HGG, 2011), in order to reject the noise from the decays. Stacking and thresholding methods are efficient to remove/reduce mainly noises such as spherics and background noises. However, surveys are increasingly carried out in anthropized areas (Auken et al. 2009b; Viezzoli et al. 2010) where

other noise sources may be superimposed (Szarka 1988; Junge 1996). Noises, in anthropized areas, arise mainly from the power distribution grid (50/60 Hz) but the measured responses can also locally be distorted by couplings with man-made installations (Sørensen et al., 2000; Danielsen et al., 2003) such as power lines, metallic pipes and insulated underground cables. These coupling noises can be either capacitive or galvanic. Capacitive coupling may distort the time constant at early times and results in oscillations in the data, making it easy to recognize. Galvanic coupling results in a time constant distortion of the measured decay (Nekut and Eaton, 1990) and is difficult to distinguish since the decay looks like a normal TDEM sounding which would have been measured above a geological conductive structure. Moreover, coupling noises can also result in an amplitude shift of the decay curve. This can only be recognized thanks to the neighboring soundings, which is difficult on airborne EM data because of the changes in altitude, which produce somehow equivalent effects. In detail, the effects of these two couplings depend mainly on the size and the shape of the man-made installation, as well as its distance and orientation to the receiver (Danielsen et al., 2003). In an anthropized area, noise is complex and not predictable. The stacking is therefore less efficient and threshold filtering does not consistently and adequately remove noise. Thus, a manual cleaning is generally needed, which makes the filtering very time-consuming and subjective.

The aim of our work was therefore to suggest an efficient general denoising tool for raw stacked TDEM data, provided by airborne survey companies. This was achieved adapting the Singular Value Decomposition (SVD) to TDEM data. The SVD method is a standard processing tool for gamma-ray data since the late nineties (Hovgaard and Grasty, 1997). An approach of the same kind using Principal Component Analysis (PCA) has already been applied on EM data (Green, 1998) but not as a general denoising method. Here we develop an original approach using the SVD statistical analysis of the dataset to map noise and filter/edit its effects on the data.

4.3. SkyTEM data

The GeoCentre project focuses on geo-environmental objectives such as geological and hydrogeological issues in Region Centre, France. For this purpose, airborne TDEM measurements were carried out by SkyTEM ApS. from February to March 2009. The survey requested by BRGM (French geological survey) consisted of three separated zones: Courtenay, Vierzon and Sud-Cher. The survey, flown with 400 m line spacing over a total of about 978 km², represents about 3000 km of flight lines. The spacing between each EM sounding along flight lines was around 30 m.

The SkyTEM is a helicopter-borne TDEM system (Sørensen and Auken, 2004; Auken et al., 2007) developed for hydrogeophysical and environmental investigations by the Hydro Geophysics Group (HGG) at the University of Aarhus, Denmark. The SkyTEM system is capable of operating in a dual transmitter mode. The Low Moment provides early time data for shallow imaging, whereas, the High Moment allows measuring later time data for deeper imaging.

During the measurements, the system integrates several steps of signal processing in order to reduce noise. First, the signal-to-noise ratio is improved using log-gating and gate stacking techniques (Munkholm and Auken, 1996). The term log-gating refers to the integration of the input signal on logarithmic gate widths (time interval) in order to keep a dense sampling at early times and increase the signal-to-noise ratio with longer averaging intervals at later delay times, as the background noise increases. The average value during each time interval is then assigned to the center of each time gate and is considered as the measured amplitude of the secondary field. The gate stacking refers to the stack of values of several measured decays at the same delay time. Strack et al. (1989) have suggested deleting incoherent measurements by ordering data by amplitude before stacking. Secondly, the spectral peak at 50/60 Hz due to the power distribution grid is rejected thanks to the polarity changes of the transmitter wave and its base frequency (harmonic of 50/60 Hz). Finally, AM and VLF transmitters noises are rejected using TDEM receivers measuring in segments, where each segment is band-limited by Low Pass filters; their bandwidth is broad at early times and narrow at late times (Effersø et al., 1999).

TDEM data used in this study are those provided by SkyTEM ApS. They had already been stacked and we considered that the background, the power distribution grid and the AM and VLF transmitter noises had been reduced. However, it still remained distortions in the data, coming mainly from the coupling noises and the spherics, on which our filtering was focused. The vertical component of the secondary field only was studied.

4.4. The Singular Value Decomposition (SVD) and its applications

4.4.1. SVD Theory

The SVD uses orthogonal components to extract the dominant shapes from a series of raw input curves (*i.e.* decays). It is a multivariate analysis approach. The SVD method analyzes the dispersion around the origin through the decomposition of the signal into a series of principal components (Press et al., 1992).

The principal components (PC) of a set of n curves put in a matrix A are the eigenvectors of the covariance matrix $A^T A$. They are mutually orthogonal and sorted, by eigenvalues, into descending order. The first principal component is the single shape which explains most of the curve variance (*i.e.* the average) while the second principal component explains most of the curve variance not explained by the first principal component (*i.e.* the average of the residual), and so on for subsequent components.

The principle of the method is to extract desired signal from the data by reconstructing the curves considering specific components. If curves are affected by a normally distributed noise with equal variance and zero mean, the lower-order components explain the geological part of the signal and higher-order

components represent noise. The SVD method is based on the following theorem (Press et al., 1992). Any $m \times n$ matrix A ($m \geq n$) can be written as the product of 3 matrices:

$$A = UWV^T$$

Where U is $m \times n$, V^T is $n \times n$ and W is an $n \times n$ diagonal matrix. V is orthogonal and the columns of U are orthonormal. The principal components are the columns of V , and the eigenvalues are the square of the elements of W . U is the matrix of the weights of each component at each measurement location and V is the matrix of the uncorrelated shapes. Thus, for a dataset of m curves of n gates, the application of the SVD method results in n uncorrelated shapes.

4.4.2. Adapting SVD to TDEM data

SVD is commonly used in processing of gamma-ray spectrometry data. In gamma-ray spectrometry, the variance associated with each channel for each spectrum is not equal. The low-energy channels (Compton effect) have count rates up to 150 times larger than the high-energy channels. This means that low-energy channels completely dominate the PC analysis. Hovgaard (1997), based on the fact that the data matrix is a Poisson realization, suggested to scale each observed spectrum by the best fit of the average spectrum; it is the Noise Adjustment of the SVD (so-called NASVD). In gamma-ray data processing, the 3-6 first components generally explain entirely the uranium, potassium and thorium variables whereas the higher order components correspond to the noise.

The problem for EM data is different, because the physics and the measurement principle are different. Measured TDEM decays are amplitudes in function of time instead of photon counting in function of energy. Moreover, the influence of the geology and altitude of the receiver induce important variations of shape and dynamics from one decay to another. Therefore, the scaling of the data as implemented by Hovgaard (1997) is inadequate for EM data. The scaling by the logarithm was tried but didn't work since noise mostly occurring at late delay times was amplified. The solution used to reduce the dynamics of the curves (*i.e.* the variance) and therefore to rescale noises around a common level was to multiply each decay gate by its gate width (time interval of integration). However, given the complexity of the EM noise spectrum, the separation between the noise and the geological part of the signal is not as straightforward as in gamma-ray spectrometry.

In order to improve the separation power of the SVD and to simplify the understanding of the components, the SVD was run on the absolute values of each gate (see details in section 4.5. Discussion – Conclusion).

The denoising process was performed as follows. First, a SVD was run to decompose the measured decays into components. Then, we characterized the components in order to identify which ones should not be kept

to reconstruct the decays. Finally, we used the components to map and characterize the noise on the study area.

4.4.3. Implementation of the SVD method: pre-denoising step

In the following, the SVD filtering method is illustrated on the dataset surveyed near Courtenay, France. The survey was flown over an anthropized area (Figure 2.11). To avoid redundancy, processing of Low Moment is not reported; only the results on the High Moment data (22 gates per decay) will be shown and discussed here. The Courtenay survey includes about 540 km of flight lines, which represent 12 000 soundings. Thus, we had enough data to perform significant statistics on this dataset. First, we interpreted the components which we then mapped.

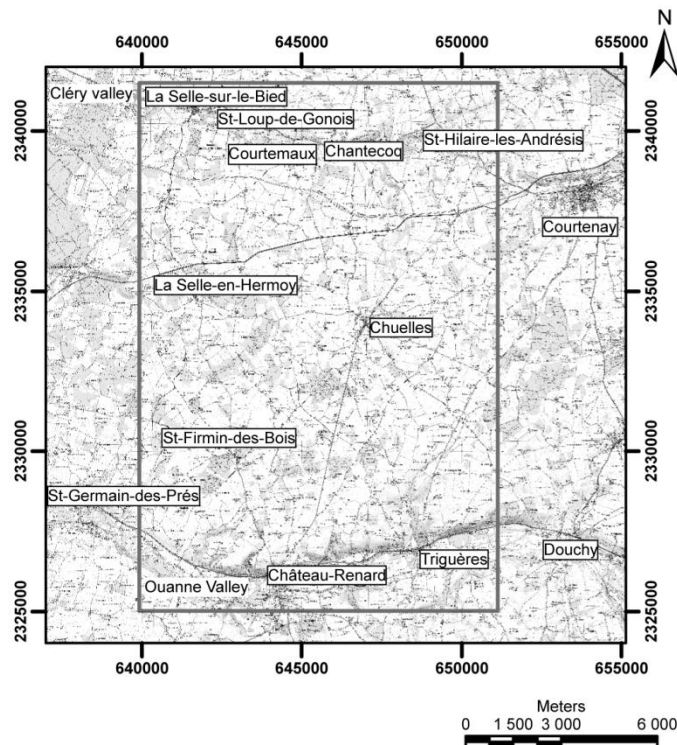


Figure 2.11 *Locations of the major cities in the study area (black outlined boxes) and the two valleys (written on white background). The rectangle shows the surveyed area.*

The SVD resulted in 22 components since it was run on the 22 time gates. Those components are displayed in Figure 2.12 after multiplication with their respective eigenvalues.

The components are sorted into descending amplitudes. The order of each component is strongly influenced by its contribution in terms of variance during the SVD reconstruction. Given the principle of the SVD (*i.e.* each component being the average of the previous residual), the first components vary more smoothly than the following. Indeed, we explain, first, components accounting for the general trend of the decays and then

components accounting for more subtle variations, while increasing the order of the component. Therefore, oscillations and spikes induced by noise are rather explained by the high order components and can be separated from the geological signal. Thus, in the following, components displaying patterns corresponding to regular decays will be referred as “geological components” and those displaying patterns corresponding to spikes and oscillations coming from spherics, capacitive coupling and background noises will be referred as “noisy components”.

The aim is therefore to keep the “geological components” to reconstruct the decays. However, on the standard representation of components in Figure 2.12, the separation between geological versus noisy components may be unclear.

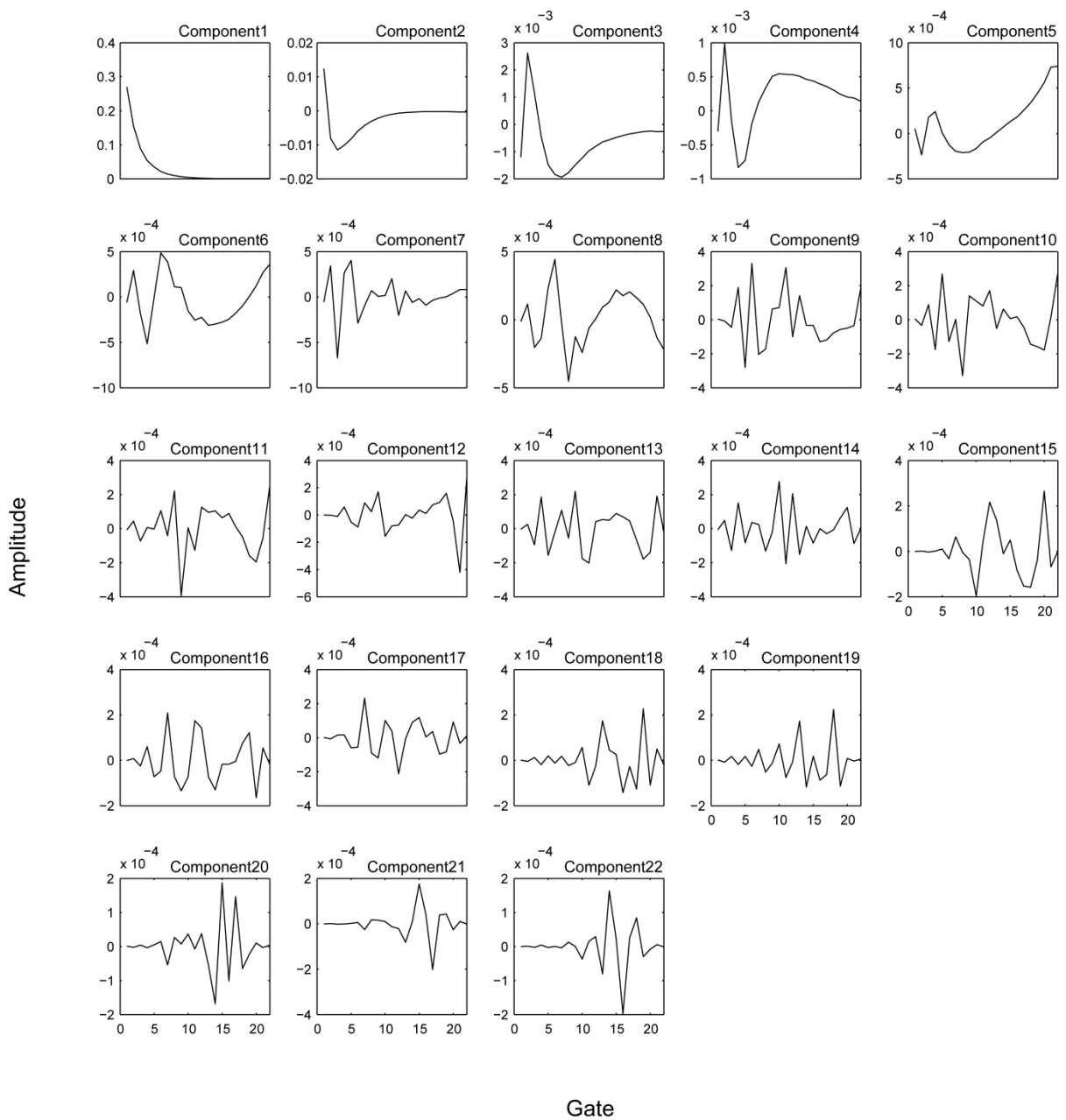


Figure 2.12 Plots of the 22 SVD components. The first component represents the average decay and the subsequent components are successively the average of the residual. See text for detailed comments.

Another representation of the components is therefore proposed: rather than the components themselves, we plotted the variations introduced by each component with respect to the average decay (*i.e.* the first component; see Figure 2.13 and section 4.6 Appendix A); amplitudes of the components have been weighted by their eigenvalues. With this new representation, typically, a “noisy component” is characterized by oscillations around the mean, *i.e.* the two curves coincide except at gates where spikes occur in the considered component (Figure 2.13b, 2.13d). Instead, a “geological component” introduces a different pattern from that explained by the first component on part or all of the decay, so that the two curves have two different trends (Figure 2.13a, 2.13c). Compared to Figure 2.12, Figure 2.13 actually simplifies the identification of the “noisy components”. It must be noted that oscillations around the mean induced by the “noisy components” are amplified when multiplying with the weight matrix U .

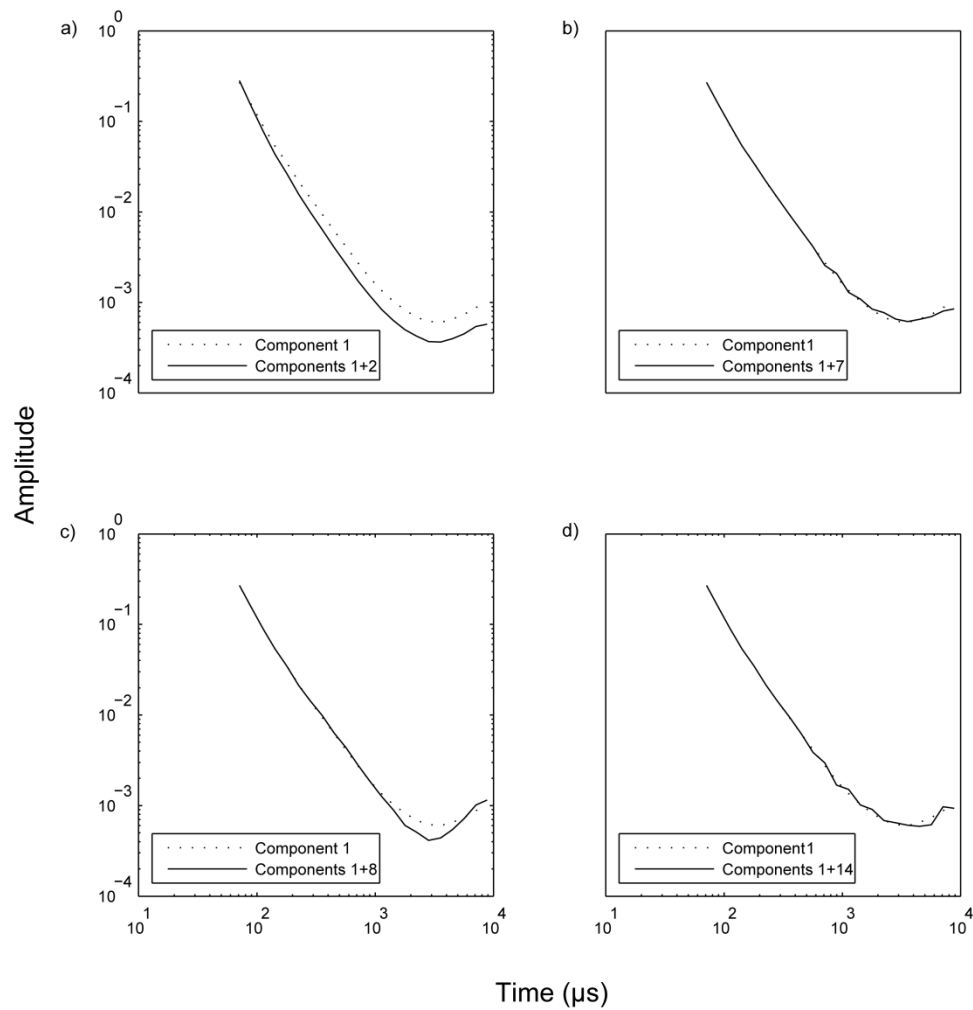


Figure 2.13 Plots of component 1 (dotted line), compared to plots in black line of (a) components 1+2, (b) components 1+7, (c) components 1+8 and (d) components 1+14 (multiplied by their eigenvalues).

Based on this analysis, component by component, of plots such as displayed in Figure 2.13, the components 1, 2, 3, 4, 5, 6 and 8 have been considered as “geological components” and the others as “noisy components”.

Each component can also be associated to a map of weight over the study area. This was obtained, for each component, plotting the absolute value of its weight at each measurement location. For instance, the weight map of the first component is shown in Figure 2.14a.

The correlation between the weight map of the first component (Figure 2.14a) and the map of the inverse of the flight height (Figure 2.14b) is significant. It indicates that, to the first order, the amplitude variations caused by the variations of altitude of the receiver are explained by the first component of the SVD. Indeed, the first component represents the average decay; *i.e.* the more the ground clearance increases, the lower is the weight on the first component weight map. That is why the two east-west valleys at the north and the south of the area, where the helicopter could not fly as low as 30 m above the ground (flight lines oriented N-S), are highlighted by black, low weight values.

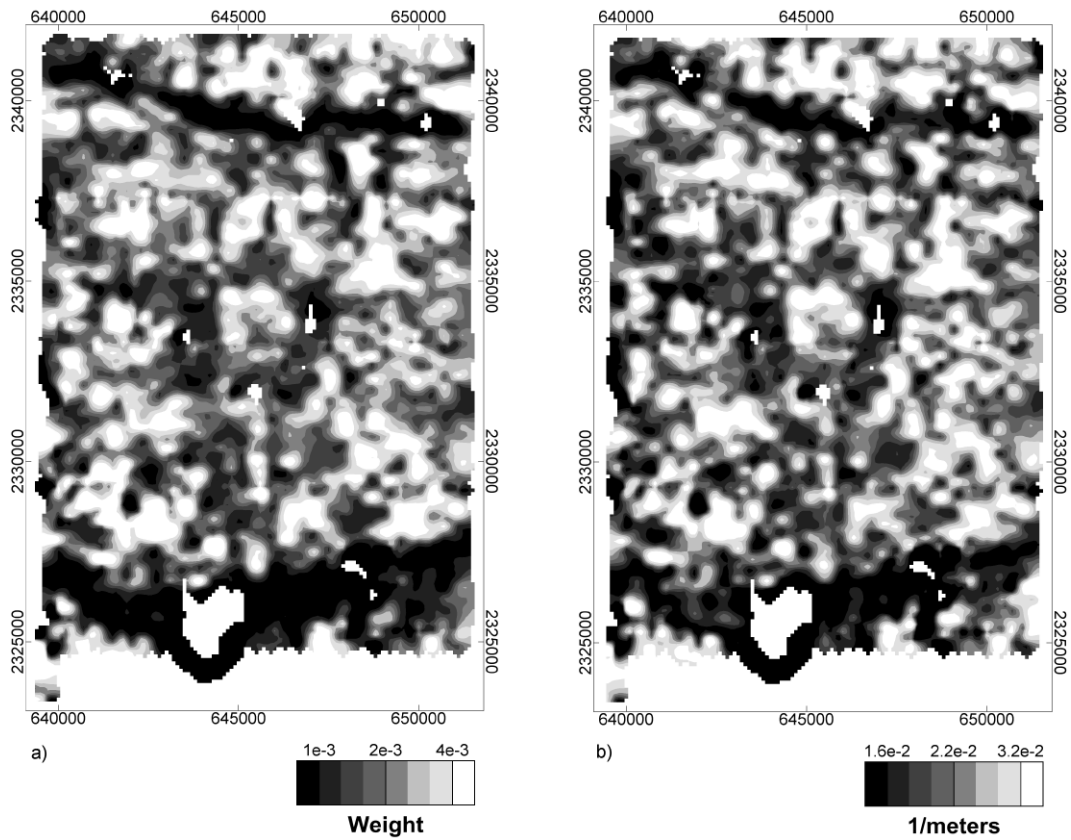


Figure 2.14 (a) Weight map of the first component compared to (b) the map of the inverse of the flight height.

Some of the other weight maps are presented in section 4.7 Appendix B. In general, weight maps provide a cartographic overview showing where there are high weight values (bright zones) for a particular SVD component. Since the “noisy components” were identified, further in the article, their weight maps will be used to characterize noise through the study area.

The appropriate separation between “geological” and “noisy” components presented above was not in fact so straightforward. We observed that the original components used to reconstruct decays appeared to introduce noise on certain decays. For instance, on Figure 2.15a the reconstructed decay displays two small distortions at intermediate times. This occurred on several under-represented specific decays displaying an inflexion

point (*i.e.* characteristic of the presence of a conductive sub-surface structure). The kind of reconstructed noise illustrated on Figure 2.15a may therefore affect the reconstruction quality of under-represented or noisy decays and should be addressed.

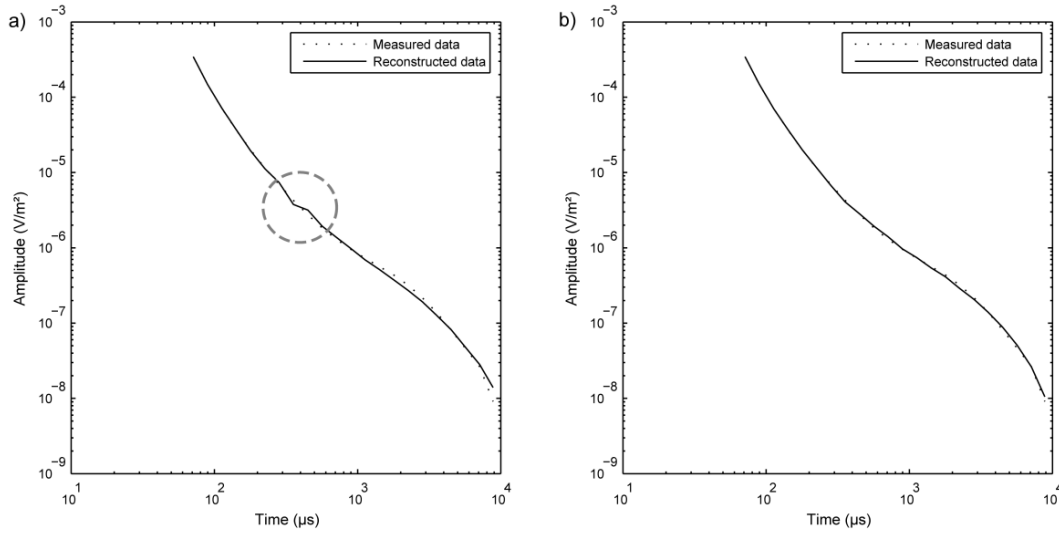


Figure 2.15 *Reconstruction of a decay measured above a conductor, (a) before with a dashed circle highlighting oscillations and (b) after rejecting the 1163 “noisiest” decays (see text for details). Dotted and black curves represent respectively the measured decay and the reconstructed one.*

The solution adopted to improve the efficiency of the SVD was to reject the noisiest data before running the SVD. The method retained, after several tests, was to run a first SVD and reconstruct decays with the most obvious noise-free components only. We then compared the so-reconstructed decays to the measured ones in order to reject the decays which significantly differed from the reconstruction (*i.e.* the noisiest). On our dataset, 7 such noise-free components of a total of 22 were retained. We assumed to explain with these 7 components, at least the amplitudes of 7 gates on each decay. Thus, if a decay had less than 7 coincident gates with the reconstruction (with a 10% tolerance), we decided to temporarily reject the decay. This procedure rejected from our dataset 1163 decays considered as “too noisy”. The SVD ran on the remaining dataset then resulted in the 22 components shown in Figure 2.12. Figure 2.15 highlights the improvement obtained on the separation between geological signal and noise. Figure 2.15b is the reconstruction of the same decay as in Figure 2.15a, but, this time, using the “geological components” of the reduced noise SVD (*i.e.* the components 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8 previously identified). The reconstructed decay (Figure 2.15b) does not contain noise anymore and better reproduces the measured one. This refinement of the SVD therefore improved the identification of the noise; this was also visually verified on other decays.

In the rest of the study, in order to keep acceptable parts of the 1163 temporarily rejected decays, we re-integrated them with the rest of the dataset (*i.e.* weights associated with each of the 22 components of each of the 1163 decays were calculated by inversion). The weights of all decays of the dataset were gathered in a single weight matrix.

4.4.4. Denoising procedure

The denoising process can be divided into three steps. In the following we develop: first, the rejection of spikes and oscillations, then the culling of decays affected by coupling noises, in two steps.

4.4.4.1. Gate rejection

In this part we focus on spikes and oscillations from mainly spherics, capacitive coupling and background noises.

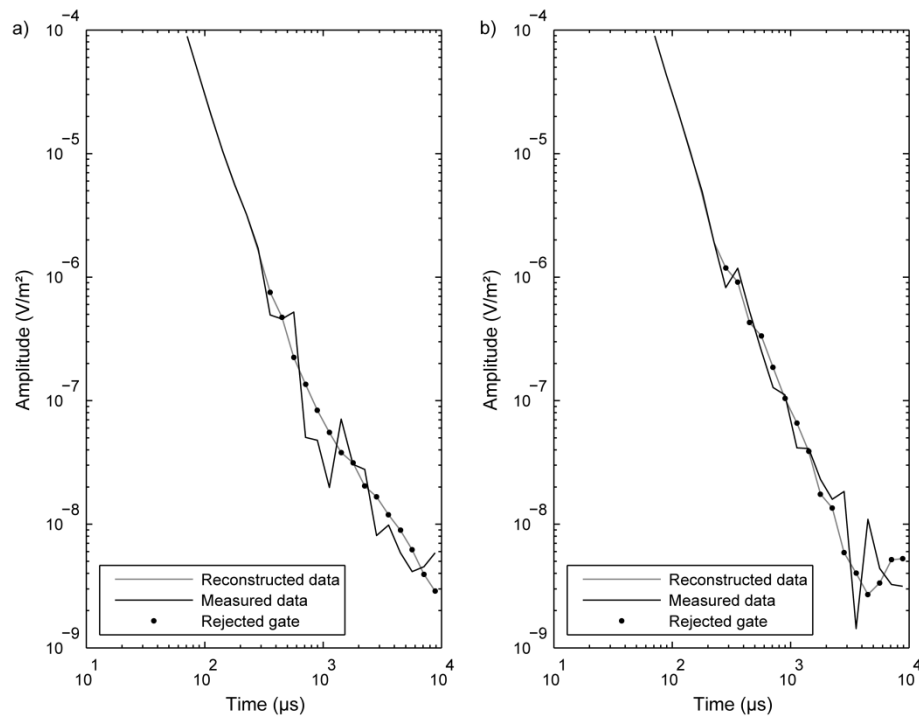


Figure 2.16 Effect of the gate rejection phase exemplified on two noisy decays: (a) a decay affected mainly by oscillations and (b) a decay shifted at intermediate times. The black and gray curves represent respectively the measured and the reconstructed decay and black dots indicate the rejected gates.

We summed the previously identified “geological components” in order to reconstruct decays. We compared numerically, gate by gate, each reconstructed decay to its corresponding measured sounding (Figure 2.16). For each time gate, if the difference between the measured and reconstructed amplitudes was greater than 10%, the gate was rejected from the measured decay. The 10% threshold has been considered, after several tests, taking into account that some geological information might still be contained in the rejected components and would thus have been skipped during the reconstruction. However, this threshold may also have the opposite effect and keep noisy gates, but, given the uncorrelated and random nature of noise, this opposite effect is theoretically pretty small. In order to correct this problem, we additionally imposed on each

decay at least three consecutive non-rejected gates, otherwise we rejected the gates. Moreover, three rejected gates on a measured decay were sufficient to reject the later delay times, *i.e.* we assumed to be below the noise level for the considered decay.

Figure 2.16 shows the efficiency of the gate rejection process on two selected noisy decays. Whether the decay is affected by oscillations of different amplitudes (Figure 2.16a, 2.16b) or by a shift in amplitude at intermediate times (Figure 2.16b), the adopted SVD procedure successfully identifies distortions within the decay curves. Identified aberrant amplitudes were rejected (black dots in Figure 2.16). Since the “noisy components” were statistically derived based on all soundings of the survey, the reconstruction and rejection process is effectively adapted to the entire dataset. This process allowed removing mainly the spherics and the oscillating part of capacitive coupling and background noises.

The quantitative effect of the gate rejection process is shown in Figure 2.17. This shows that gate number 12 has been rejected in 70% of EM soundings. This statistical result thus provides an evaluation of the actual global noise level of the system in the geological environment of Courtenay area. This also confirms that a large part of the data is affected by noise, as expected in an anthropized area. These results show clearly the efficiency of the SVD to recognize and reject undesired spikes and oscillations of different amplitudes from the data.

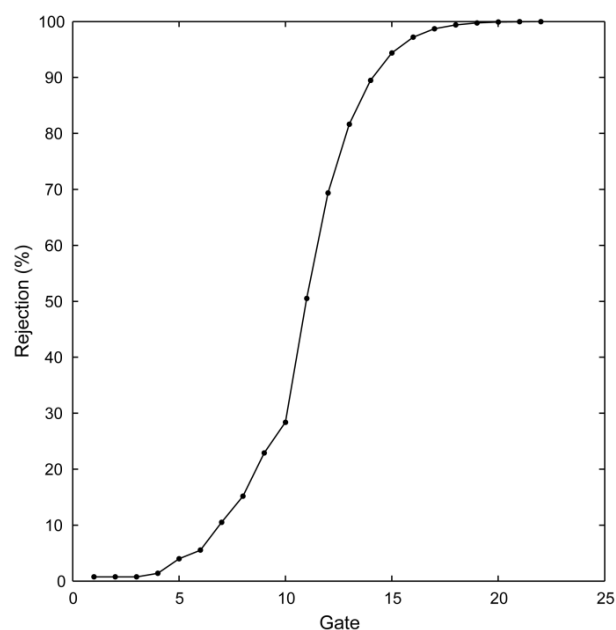


Figure 2.17 *Plots of the percentage of rejected measures as a function of the gate number. Black dots represent the data. The percentage of rejection increases with gate number since the signal-to-noise ratio decreases with time.*

4.4.4.2. Decay rejection

Spherics and oscillations mainly from capacitive couplings and background noises were rejected by the gate rejection process. However, coupling noises may also distort the time constant and/or result in an amplitude shift of the decays measured above man-made installations. Those distorted decays create artifacts in the resistivity model and have to be culled. Nevertheless, their detection in airborne TDEM data remains difficult. Indeed, amplitude shifts affecting decays in their entirety cannot be differentiated from the effect of ground clearance variations and time constant distortions can hardly be differentiated from a normal TDEM pattern of a decay measured above a geological conductive structure. In this part we therefore focus on the characterization of those coupling noises.

4.4.4.2.1. Capacitive coupling noises detection

In this part, we focus on the characterization of capacitive coupling noises in order to cull the biased decays.

Capacitive coupling noise results in oscillations at early and intermediate times and may induce an amplitude shift on measured decays (Sørensen et al., 2000; Danielsen et al., 2003). Decays affected by capacitive coupling noises are therefore associated to high weight values on “noisy components”.

The sum of the weights of the “noisy components” of each sounding is displayed in Figure 2.18 and compared to the location of power lines and conductors seen on the flight videos, since the system had no power line monitor. It must be noted that this noise source inventory is certainly not exhaustive, given the difficulty to recognize a power line on the video. Moreover, it does not take into account possible buried pipelines (petroleum is currently extracted in the zone), but, to the first order, high weight values coincide well with the position of inventoried man-made installations, such as power lines going from one city to another. This processing therefore allows identifying the EM decays which are probably distorted by the presence of man-made installations and which should be considered as suspicious. We therefore used this information (Figure 2.18) of perturbation of the signal by man-made installations to remove decays most likely biased by capacitive coupling noises. Thus, the manual cleaning phase is simplified thanks to this “noise map” making it less time consuming and less subjective. However, it can be noticed that, for more clarity, we display only the sum of the weights of the “noisy components”, but the manual cleaning has to refer on each weight map of each “noisy component”, since a high value zone on one of these maps could be attenuated when summing.

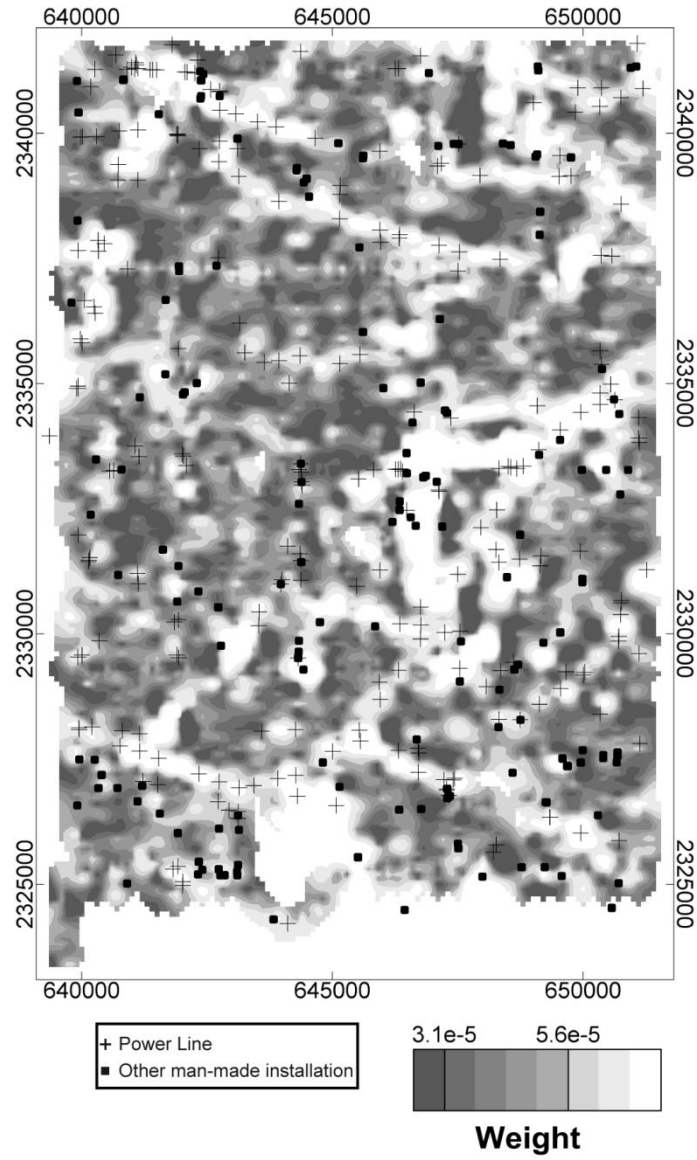


Figure 2.18 Location of the inventoried man-made installations seen on the flight video superimposed on the map of the sum of the weights of the “noisy components”. Crosses and black dots correspond respectively to power lines and other man-made installations.

We can also propose a method to reject numerically the decays most likely biased by capacitive coupling noises. In order to target affected soundings, we ran a sliding maximum filter on weights of each identified “noisy components”. This filter was applied along the flight-lines. The size of the sliding window is a user-defined parameter and depends on the survey context; its influence is addressed in the following. For each successive position of the window, the filter substitutes weights within the window by their maximum value. For instance, the result of this filter applied on our dataset with a sliding window of 50 soundings is shown in Figure 2.19. The average of these maxima was then computed (horizontal dashed line in Figure 2.19). All decays with weights greater than the average were considered as being probably biased by capacitive coupling noises and were therefore rejected.

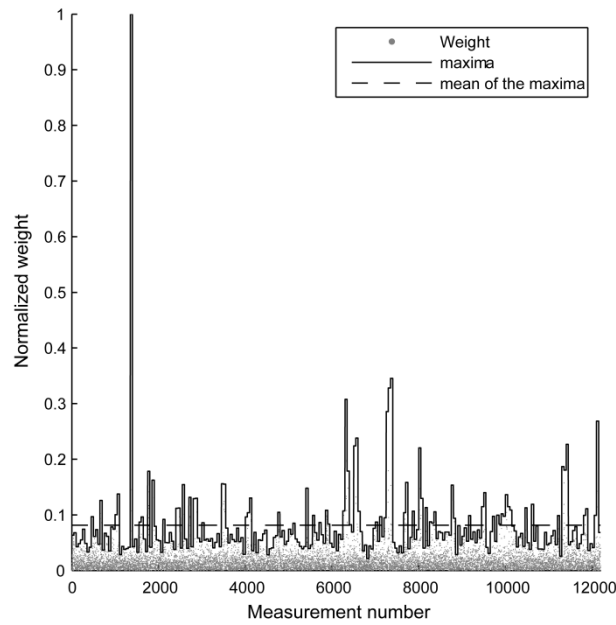


Figure 2.19 Example of sliding maximum filter applied on the normalized weights of the 18th component, for a window size of 50 soundings. Gray dots correspond to the normalized weights and black and dashed black lines represent respectively the envelope of the maxima and their average.

The number of rejected decays decreases as the sliding window size increases (Figure 2.20). As some decays affected by coupling noises may be distorted without specific marked oscillations (*i.e.* associated with a lower values on weight maps of the “noisy components”), they could pass through this filter. Soundings located between two rejected ones within a distance of 150 m and which have not been “seen” by the “noisy components” were also removed.

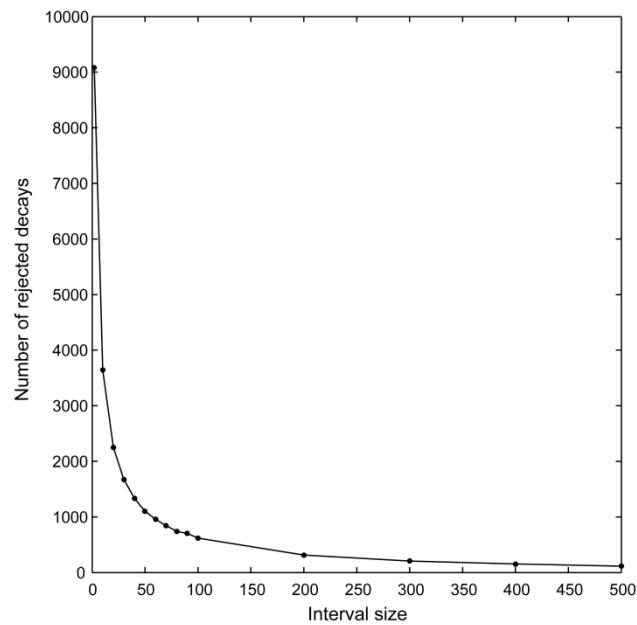


Figure 2.20 Number of rejected decays as a function of the window size of the sliding maximum filter. Black dots represent the data. The curve decreases with the interval size to obtain a unique maximum for an interval containing all the dataset.

Location of the rejected decays for three sizes of the sliding window is displayed in Figure 2.21 and compared to the map of the sum of the weights of the “noisy components”. Rejected soundings are well gathered, coherent from one map to another and also coherent with the “noise map”. This suggests that the method is well adapted to cull decays most probably biased by capacitive coupling noises. In this study, a sliding window of 50 soundings appears to be a good trade-off to cull those decays located above the man-made installations.

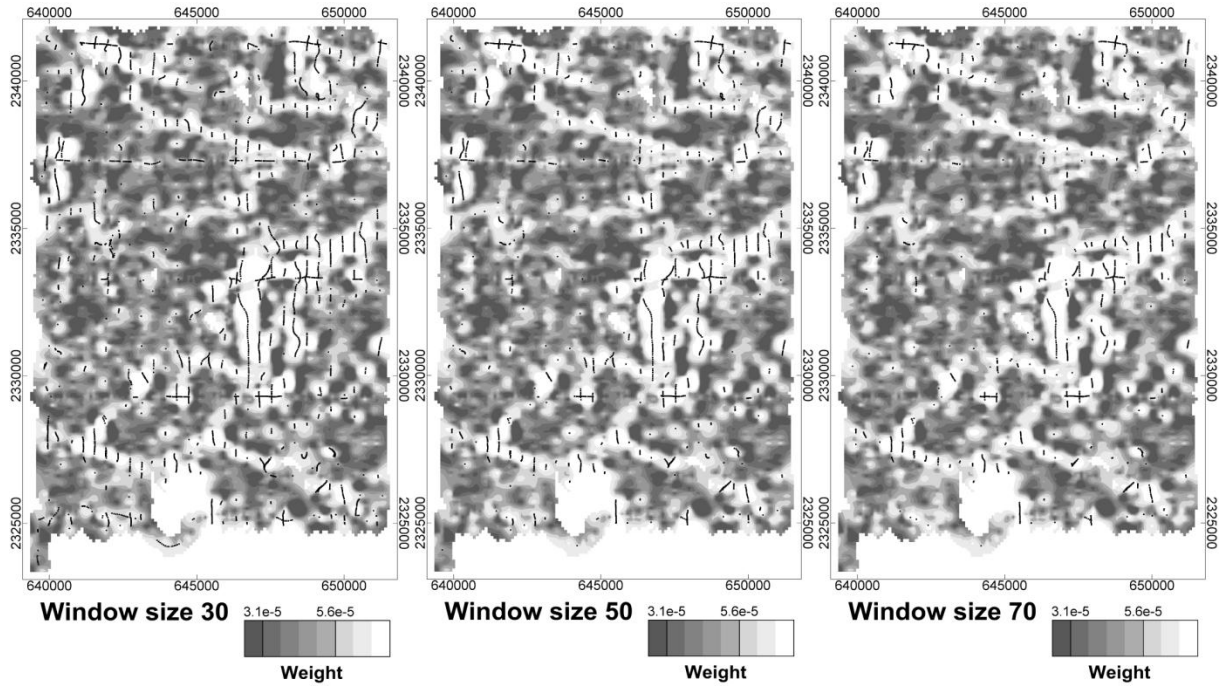


Figure 2.21 Location of the rejected decays superimposed on the map of the sum of the weights of the “noisy components” for a sliding maximum filter with a window size of (a) 30, (b) 50 and (c) 70.

4.4.4.2.2. Galvanic coupling noises detection

Previous decay rejection phase, whether manual or numeric, is based on the analysis of the “noisy components”, which target only spikes and oscillations. Therefore, galvanic coupling noises resulting mainly in time constant distortions have theoretically not been well identified so far; decays affected by those noises present similar patterns to soundings measured above a geological conductive structure (Sørensen et al., 2000; Danielsen et al., 2003) and are rather explained by “geological components” of the SVD. In this last part we focus on the characterization of galvanic coupling noises.

In order to locate the conductor responses, whether cultural or geological, we used some specific SVD “geological components”. Identification of components which explain time constant distortions due to galvanic coupling noises was made through reconstruction tests on decays such as the one displayed in Figure 2.15. In order to separate “conductor-type” decays, we applied a K-means algorithm (McQueen, 1967) on weights of the selected “geological components”. This algorithm clusters data around k centroids

(in our study $k=2$). Figure 2.22 displays the locations of “conductor-type” decays (black dots) superimposed on the map of the sum of the weights of the “noisy components”. Most identified conductors are located in high weight value zones and have already been highlighted by the previous decay rejection process. Indeed, three phenomena can explain this:

- oscillations may distort the general pattern of the decay, then inducing high weight values on some “geological components”;
- overlays of several noises are possible, especially in an anthropized area;
- distortions of the time constant due to capacitive coupling noises may be explained by the selected “geological components” too.

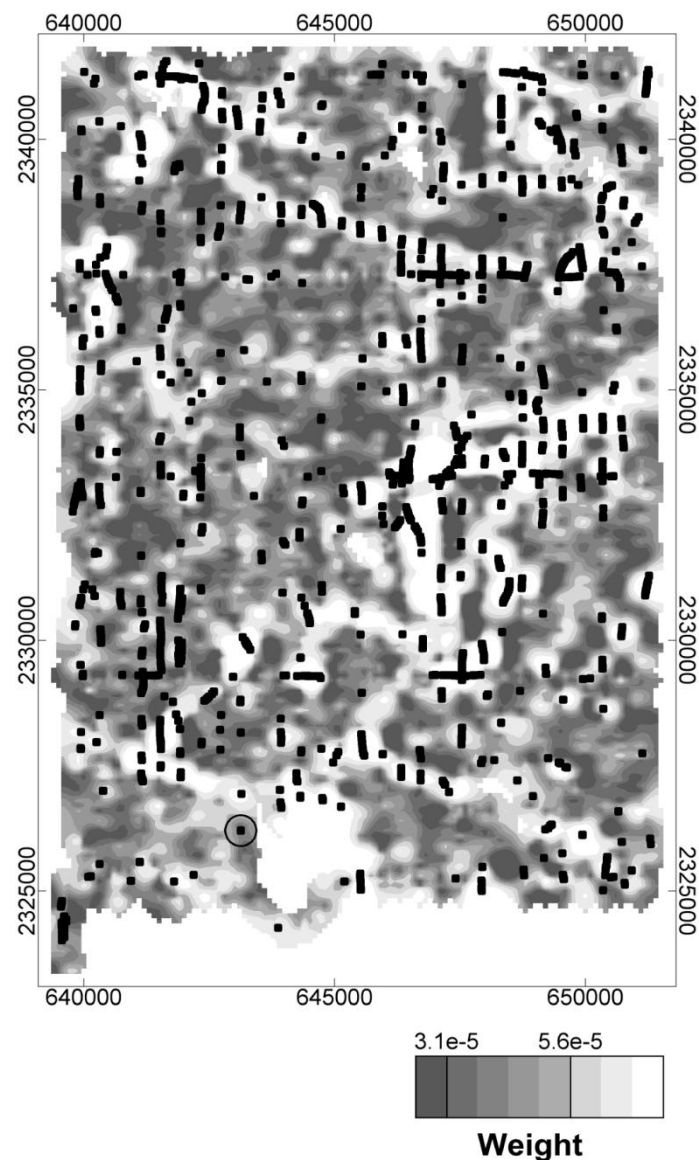


Figure 2.22 Conductor positions, obtained by application of the K-means algorithm, superimposed on the map of the sum of the weights of the “noisy components”.

However, in order to detect decays affected by galvanic coupling noises, the positions of the other conductors had to be superimposed to the GIS map. Based on this “conductor map”, we were able to reject manually and quickly decays associated to locations coinciding with roads or other man-made installations.

For instance, some particular soundings such as the one circled (south of the area) had a very low noise level but coincided with the location of a man-made installation (Figure 2.18). Of course, at this stage, the choice made by the user to reject or not such kind of “conductor decay” is an important part of the work and cannot be automated.

4.5. Discussion – Conclusion

The proposed SVD-based denoising process is a user-assisted method allowing filtering large amounts of TDEM data, based on a statistical approach. The procedure is efficient to reject noise from the data. One of its benefits is also to provide indicators for locating, mapping and characterizing noise through map overviews of the dataset. At least, this simplifies the manual cleaning phase. This cleaning can also be achieved with a numerical approach, as demonstrated using a sliding maximum filter. The numerical approach can, for instance, be used in the field when surveying, in order to achieve rapid good quality filtering of the data and improved preliminary field inversions. However, the user decision undoubtedly remains the last and inescapable passage to decide whether a decay should be rejected or not.

The SVD procedure allows rejecting noises which cannot be reduced by filters applied on pre-stacked data. The case study on the Courtenay’s area illustrated the efficiency and usefulness of the method to denoise data measured in an anthropized area. We were able to reject spikes and oscillations on decay curves, whatever their amplitudes. This result improves what is achieved with threshold methods on stacked data (HGG, 2011) and is complementary to threshold methods applied on pre-stacked data (Macnae et al., 1984; McCracken et al., 1984); the threshold being defined either according to experience or after several tests and a visual validation on some soundings. The threshold is therefore generally not well adapted to the entire dataset. This is not the case for the SVD filtering since the “noisy components” were statistically derived based on all soundings of the survey. The SVD allowed also locating the decays most likely affected by couplings with man-made installations, which are normally hardly recognized (Sørensen et al., 2000; Danielsen et al., 2003). Identification of galvanic coupling noises was also improved through the mapping of decays associated with the presence of a conductor. Therefore, map indicators developed in our work provide efficient denoising tools or, at least make the manual editing less time consuming and less subjective.

The implementation of SVD method to denoise TDEM decays is however delicate and some choices were made in order to ensure the quality of results.

First, it has not been chosen to replace the measured decays by the reconstructed ones as it is done in gamma spectrometry (Hovgaard and Grasty, 1997). Indeed the smoothed decays obtained summing the “geological components” can be slightly distorted, in terms of time constant, at noise level, as it can be seen in Figure 2.16. We can’t consider that the reconstructed amplitudes at noisy gates are those which would have been

measured without noise. Moreover, TDEM inversion is highly sensitive to slight decay slope variations. So, we rather decided to use the reconstructed decays for detecting and rejecting gates affected by noise.

Second, we decided to run the SVD on the entire decays (22 gates) though we know that there is mainly background noise on late time gates (Munkholm and Auken, 1996). Thus, early and intermediate time gates only could have been used to discriminate and characterize noise. We could have therefore run the SVD only on gates above a defined noise level. However, the SVD method requires that all decays have the same number of gates and reducing this number arbitrarily would have resulted in a loss of information on non-noisy decays. Moreover, reducing the number of gates, we would have had fewer SVD components and not necessarily much less variations on decays; possibly, it would have been more difficult to discriminate between noise and geological components. Indeed, the variation of patterns from one decay to another is concentrated at early and intermediate gates rather than below the noise level.

Third, we took the absolute value of the gates since the uncorrelated negative values are inevitably due to noise and the induced variance would have needed several extra components to be explained. So, we would have had fewer components for explaining the useful patterns of decays. Moreover, negative values occur mostly at late delay times and are therefore of less interest than noise at intermediate times in a denoising procedure, as mentioned before.

Finally, our study was made in a rather simple geological context. With a more heterogeneous geology it could be useful to divide data into sub-datasets, corresponding to different geological units. This could “focus” the variance within each dataset and therefore tighten the statistical discrimination between noise and geological components. In this case, of course, enough data should be kept in each subset to achieve robust statistics. This is what was already proposed for gamma spectrometry data (Minty and McFadden, 1998).

One interrogation can be formulated to go further in the discussion: the filtering was made on raw stacked data. However, the application of the SVD on pre-stacked data could tentatively improve the signal-to-noise ratio in order to obtain better quality stacked data. A test was made but giving the inability to differentiate a spike due to spherics from oscillations of the background noise on the components since this differentiation occurs when summing the “noisy components” and multiplying by the U matrix, this has not been thorough. A conjoint analysis of both components and weights could however solve this problem, which was however out of the scope of present study.

4.6. Appendix A

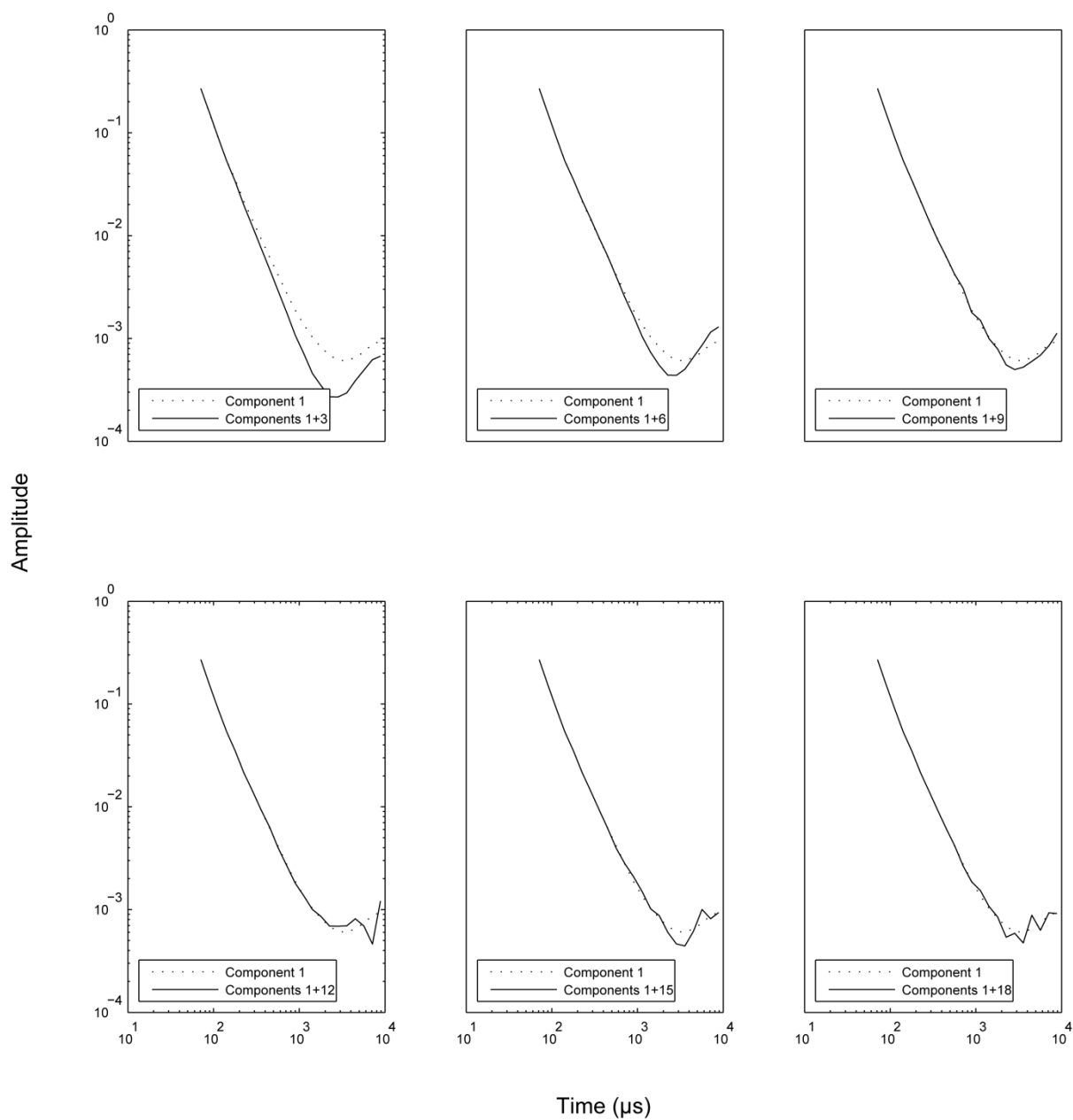


Figure 2.23 Examples of plots of component 1 (dotted line), compared to plots in black line of the sum of the first component with 6 others components (multiplied by their eigenvalues).

4.7. Appendix B

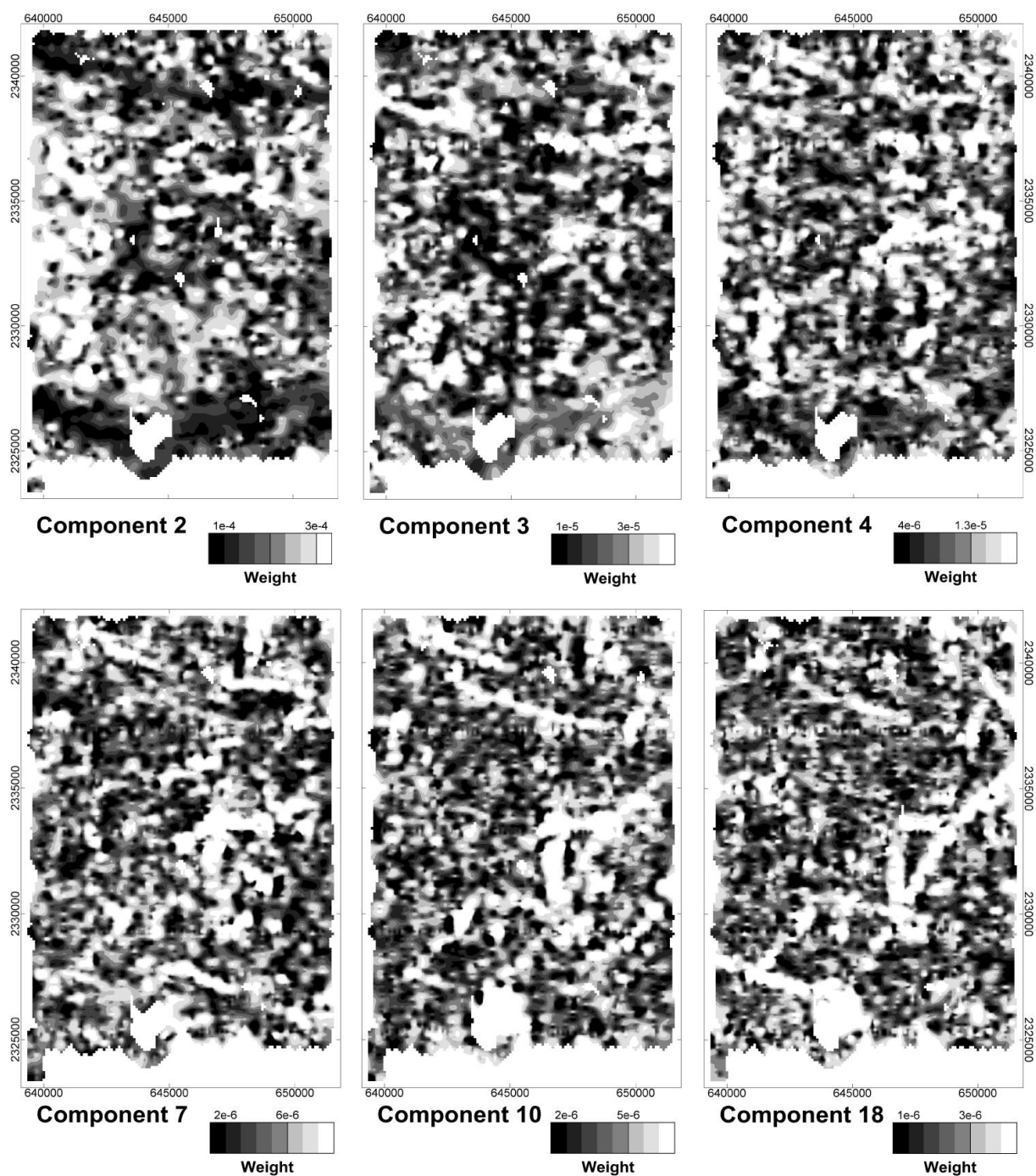


Figure 2.24 Weight maps of 6 SVD components. Components 2, 3 and 4 were considered as “geological components” whereas components 7, 10 and 18 were identified as “noisy components”.

5. Inversion des données électromagnétiques en domaine temporel

Les données, ainsi filtrées, ont ensuite été inversées afin d'obtenir un modèle de résistivité de la subsurface de la zone d'étude.

5.1. Généralités

Le principe de l'inversion en géophysique est de retrouver les propriétés physiques du sous-sol grâce aux différents signaux mesurés (*i.e.* ici les décroissances TDEM), affectés par la présence de celui-ci. Les variables du problème sont ainsi séparées en deux groupes : les paramètres observables d (*i.e.* les mesures) et les paramètres du modèle m , caractérisant le sous-sol. On peut alors relier les deux par la relation suivante :

$$d = g(m) \quad (2.2)$$

Il s'agit de l'équation de modélisation directe de la réponse pour un milieu connu (cf. Chapitre I partie 1). Outre le degré de détermination du problème et de son inversibilité, dans un cas réel, trouver une solution exacte à m par inversion de l'équation 2.2 peut se révéler très compliqué. En effet, plusieurs sources d'incertitudes entrent également en jeu :

- incertitudes liées à la mesure, provenant de l'instrumentation et du bruit ;
- incertitudes liées à la théorie, induites par les différentes approximations faites.

L'inversion consiste donc à trouver le modèle qui minimise la différence entre les données mesurées et celles prédites par la théorie. Des a priori seront également ajoutés afin de contraindre le problème, une infinité de modèles pouvant correspondre. Une inversion de type Bayésienne est présentée dans Tarantola (2005).

Afin d'illustrer ces propos, on peut prendre l'exemple d'une gouttière dans laquelle est introduite une bille à l'une des extrémités. Son temps d'arrivée est alors mesuré à l'autre bout. Le problème inverse consiste donc à retrouver les caractéristiques de la gouttière permettant d'expliquer les mesures. On s'aperçoit très vite qu'il peut y avoir une infinité de solutions, plusieurs incertitudes amplifiant ce phénomène. D'une part, les mesures des temps d'arrivée ne sont pas nécessairement exactes. Une erreur de synchronisation entre le temps zéro d'introduction de la bille et celui de la mesure est possible. D'autre part, la théorie peut souffrir d'approximations. Ainsi, par exemple, les frottements peuvent ou non être considérés comme négligeables et la dimension du problème mal estimé. On constate alors la nécessité d'inclure des a priori, tels que la longueur de la gouttière.

5.2. Laterally constrained inversion

Dans le cas de mesures TDEM, l'inversion consiste à trouver la distribution de résistivité du sous-sol. Pour la zone d'étude, une approximation 1D tabulaire, cohérente avec le contexte géologique, a été utilisée. On s'intéresse donc à la variation de résistivité selon la profondeur à l'emplacement de chaque mesure.

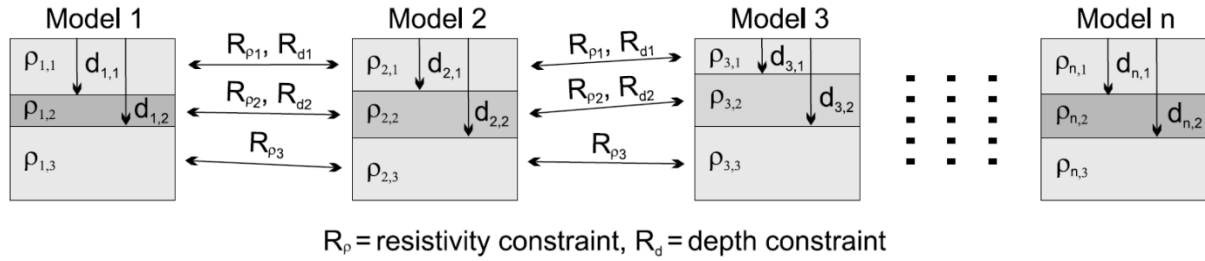


Figure 2.25 Principe de la LCI. ρ , d et R représentent respectivement la résistivité, la profondeur et la contrainte (Auken et al., 2005).

L'algorithme utilisé est celui de la Laterally Constrained Inversion (LCI), développé par le groupe d'hydrogéophysique de l'université d'Aarhus (voir Auken et Christiansen (2004) pour une présentation des différentes matrices mises en jeu) et intégré au logiciel Aarhus Workbench. Il s'agit d'une inversion 1D par moindres carrés accompagnée d'une analyse de sensibilité des différents paramètres des modèles, facilement accessible dans le cas d'un problème surdéterminé. Chaque décroissance TDEM est alors inversée en un modèle tabulaire 1D ; celui-ci est défini par un nombre de couches, chacune caractérisée par une résistivité et une épaisseur. Afin de stabiliser le calcul, des contraintes verticales (*i.e.* dans chaque modèle) et latérales (*i.e.* entre les modèles) sont appliquées sur les paramètres des couches, comme illustré sur la Figure 2.25. Des a priori à la fois sur les paramètres et sur les contraintes peuvent alors être spécifiés. Notons que la profondeur d'investigation est également évaluée durant l'inversion (Christiansen et Auken, 2010). La fonction à minimiser s'écrit (Sørensen et al., 2005) :

$$S = \left[\frac{1}{N} \left| C_d^{-\frac{1}{2}} (d_{obs} - g(m)) \right|^2 + \frac{1}{M} \left| C_c^{-\frac{1}{2}} B m \right|^2 + \frac{1}{A} \left| C_m^{-\frac{1}{2}} (m_0 - m) \right|^2 \right] \quad (2.3)$$

avec N le nombre d'observations ; M le nombre de paramètres ; A le nombre d'a priori ; d_{obs} les données mesurées ; $g(m)$ la réponse du modèle ; C_d la matrice de covariance des données ; C_c la matrice de covariance des contraintes ; C_m la matrice de covariance du modèle ; B la matrice des contraintes ; m les paramètres du modèle ; m_0 les a priori sur le modèle

Deux inversions peuvent alors être calculées :

- une inversion dite « smooth », caractérisée par un nombre de couches important (par exemple 20) dont les épaisseurs sont fixées et augmentent graduellement avec la profondeur ; seules les résistivités peuvent varier. Cette inversion va retranscrire la distribution de résistivité du sous-sol de

manière lissée. Cela permet, d'une part, d'obtenir une première estimation de celle-ci dans le cadre d'une première inversion et, d'autre part, d'imager des géologies complexes ;

- une inversion dite « few layer » (plus robuste), caractérisée par un nombre de couches restreint (par exemple 4-5) dont les épaisseurs et les résistivités peuvent varier. Les transitions sont alors plus nettes, permettant de mieux estimer à la fois la profondeur et la résistivité des différentes formations géologiques.

Les principaux paramètres à définir lors du calcul d'une LCI sont présentés sur la Figure 2.26. Ainsi, on précise :

- le nombre de couches et les a priori sur les résistivités et les épaisseurs, accompagnées de leur degré de confiance (Figure 2.26a) ; 99 signifie que le résultat de l'inversion pourra être très différent de l'a priori et 1 veut dire que celui-ci sera égal à l'a priori (*i.e.* le paramètre est fixé) ;
- les différentes contraintes horizontales et verticales sur les épaisseurs et les résistivités (Figure 2.26b) ;
- le degré de liberté pour l'altitude de vol durant l'inversion, afin de prendre en compte les incertitudes liées à la mesure et au traitement des données d'altitude.

a)

	Res	ResAprSTD	Thk	ThkAprSTD	Dep	DepAprSTD
Layer 1	20.0	99.000	5.0	99.000	5.0	99.000
Layer 2	20.0	99.000	15.0	99.000	20.0	99.000
Layer 3	100.0	99.000	30.0	99.000	50.0	99.000
Layer 4	100.0	99.000	100.0	99.000	150.0	99.000
Layer 5	100.0	99.000				

b)

	ResVerSTD	ResHorSTD	ThkHorSTD	DepHorSTD
Layer 1	99.000	1.300	99.000	1.300
Layer 2	99.000	1.300	99.000	1.120
Layer 3	99.000	1.300	99.000	1.060
Layer 4	99.000	1.250	99.000	1.040
Layer 5		1.200		

Figure 2.26 Fenêtres de paramètres du logiciel Aarhus Workbench pour l'inversion des données TDEM, (a) a priori sur le modèle tabulaire et (b) choix des contraintes.

Des modèles de résistivités 1D tabulaires le long des lignes de vol ont ainsi pu être obtenus. Leur interprétation a ensuite été effectuée ; c'est l'objet du chapitre suivant.

Chapitre III

—

Interprétation du modèle de résistivité

L'inversion des données TDEM a permis d'obtenir, pour chaque mesure, un modèle 1D tabulaire, composé d'un nombre de couches fixé ; chacune étant caractérisée par une épaisseur et une résistivité. Des cartes de distribution de résistivité par tranches d'altitude ou de profondeur ainsi qu'un modèle de résistivité 3D ont donc pu être calculés et interprétés. La fiabilité des résultats d'inversion a tout d'abord été examinée, puis une analyse plus approfondie, à finalités géologique et hydrogéologique, a été réalisée.

1. Interprétation préliminaire

En l'absence d'informations précises sur les propriétés de la craie en subsurface, une inversion « smooth » à 20 couches a tout d'abord été calculée. Les distributions de résistivité obtenues par tranches d'altitude sont présentées sur la Figure 3.1.

Deux gammes de résistivité ressortent distinctement. Ainsi, en proche surface, on observe des résistivités de l'ordre de 20 ohm.m (couleurs froides), pour, plus en profondeur (*i.e.* à des tranches d'altitude plus faibles), entrer progressivement dans une formation plus résistante (couleurs chaudes, supérieures à 100 ohm.m). En se rapportant à Palacky (1988), ce résultat rappelle la nature plus conductrice des argiles par rapport à celle plus résistante de la craie. La transition entre les deux lithologies semble donc, au premier ordre, clairement marquée dans le modèle de résistivité obtenu. On s'aperçoit alors que l'altitude du toit de la craie est plus élevée au sud-est et diminue progressivement vers le nord-ouest, s'avérant ainsi être globalement parallèle à la topographie (cf. Figure 0.3b Introduction partie 2). Notons que ces observations sont en accord avec les précédentes études réalisées sur la zone. Afin d'évaluer la fiabilité du modèle de résistivité, ce dernier a été confronté aux données disponibles sur la zone. Lors de cette analyse, deux résultats principaux ont été mis en évidence.

1.1. Caractérisation des failles

Sur les Figures 3.1b, c et d, on constate la présence de couloirs nord-sud recoupant la craie et caractérisés par des résistivités intermédiaires à celles observées pour les argiles et la craie. L'orientation de ces derniers rappelant celle des failles, la distribution de résistivité obtenue entre 140 et 150 m d'altitude a été superposée à la projection (cf. Introduction partie 2) du réseau de failles en surface (Figure 3.2). Celui-ci semble correspondre à la position des couloirs nord-sud. Ainsi, tout comme sur le MNT (cf. Figure 0.3b Introduction partie 2), l'empreinte des failles en subsurface est également visible dans les variations de résistivité du sous-sol issues de l'inversion des données EM.

L'identification précise des couloirs au sein du modèle de résistivité pourrait donc permettre de mieux caractériser le réseau de failles en subsurface, qui, comme précisé précédemment (cf. Introduction partie 2), ne figure pas sur la carte géologique et n'est connu qu'en dessous du Cénomaniens et principalement qu'au niveau des lignes sismiques.

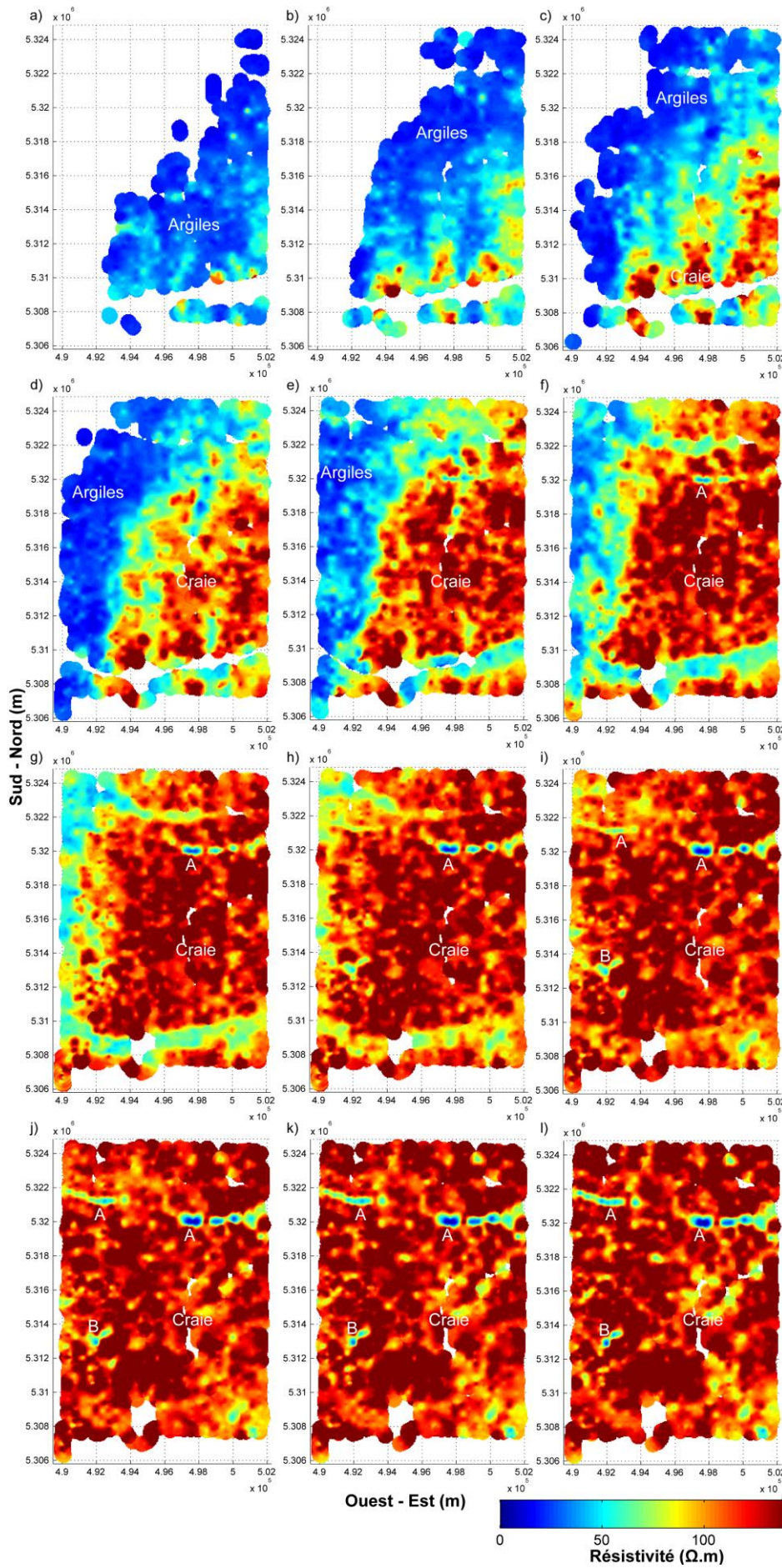


Figure 3.1 Distributions de résistivité (krigeage) pour différentes tranches d'altitude, (a) 160-170 m, (b) 150-160 m, (c) 140-150 m, (d) 130-140 m, (e) 120-130 m, (f) 110-120 m, (g) 100-110 m, (h) 90-100 m, (i) 80-90 m, (j) 70-80 m, (k) 60-70 m, (l) 50-60 m.

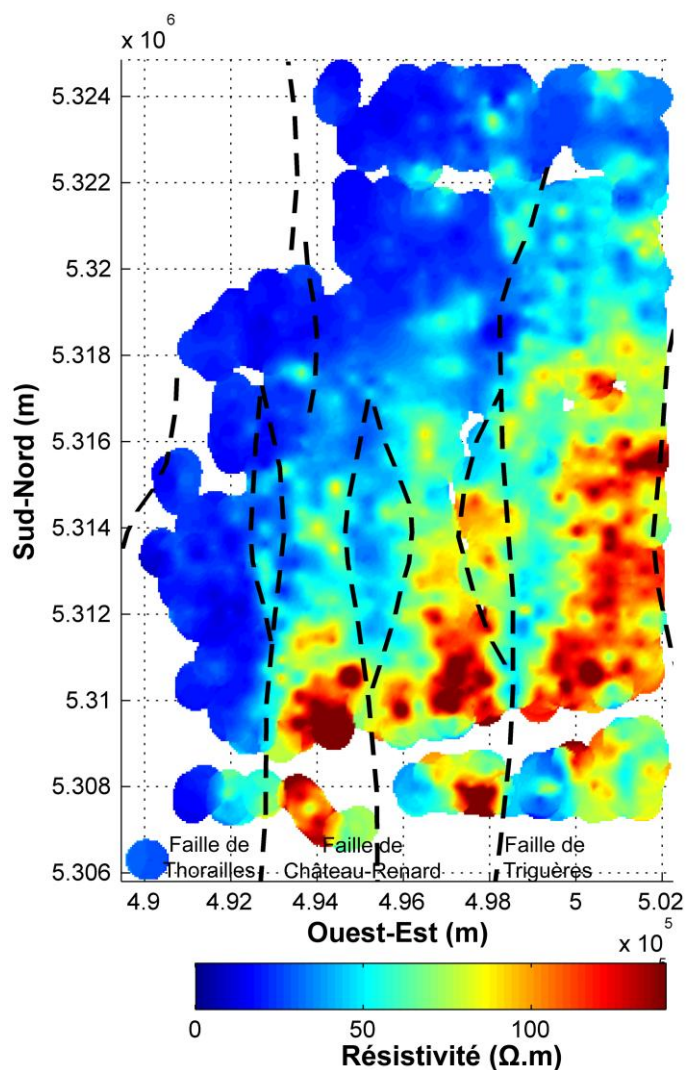


Figure 3.2 *Projection du réseau de failles en surface (cf. Introduction partie 2), superposée à la distribution de résistivité pour la tranche d'altitude 140-150 m.*

1.2. Mise en évidence de conducteurs profonds

Les résultats EM mettent également en évidence la présence, en profondeur, de deux formations conductrices importantes, particulièrement visibles sur les distributions de résistivité en dessous de 90 m d'altitude (Figures 3.1i, j, k et l). Ces formations sont, par la suite, associées aux lettres A et B. A, au nord, est orientée est-ouest et composée de deux parties, séparées par de la craie résistante. B, à l'ouest, est quant à elle plus locale. Ces deux formations conductrices pourraient, toutefois, être des artefacts provenant soit de bruits de couplage galvaniques non identifiés lors du traitement des données TDEM, soit de bruits géologiques induits, par exemple, par l'utilisation d'une inversion 1D au niveau d'une interface pentée (Danielsen et al., 2003). Notons que les premiers ont particulièrement été envisagés pour A, la formation étant localisée au

niveau de l'autoroute A19 (en construction lors du levé, Figure 3.4b). Il s'est donc avéré nécessaire de vérifier si de telles formations pouvaient exister.

A proximité de A, la seule information disponible est celle de trois forages référencés dans la BSS. En effet, aucune donnée supplémentaire n'a pu être obtenue de la part de la société ayant effectué l'étude géotechnique précédant la construction de l'autoroute. La description et la position de ces trois forages sont présentées sur la Figure 3.3, superposées à la distribution de résistivité entre 70 et 80 m. Les forages ne sont pas assez profonds pour caractériser la formation conductrice, toutefois, on observe, tout de même, un épaissement de la couche d'argiles au niveau de celui localisé sur A.

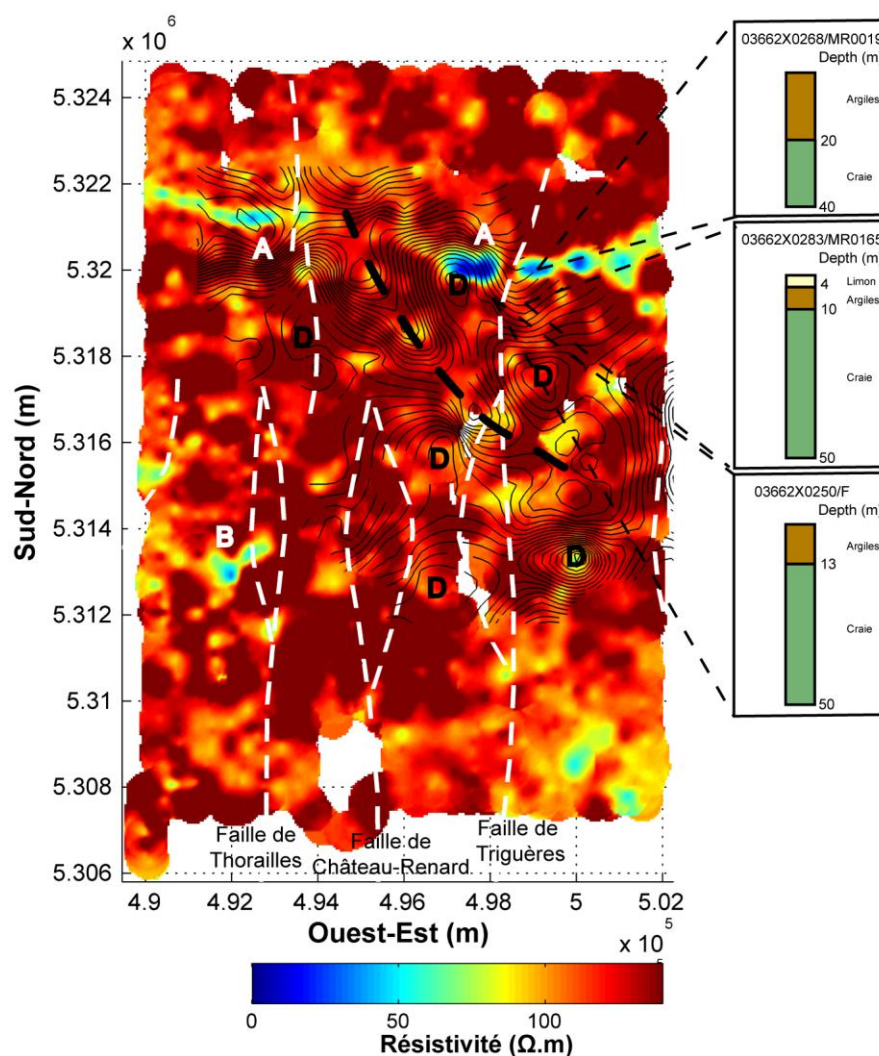


Figure 3.3 La projection du réseau de failles en surface et la carte piézométrique, superposées à la distribution de résistivité pour la tranche d'altitude 70-80 m. Le drain karstique et les dômes piézométriques sont respectivement indiqués par un tireté noir épais et les lettres **D**. Les descriptions de trois forages, situés à environ 150 m d'altitude et à proximité du conducteur A, sont également présentées.

En superposant la carte piézométrique à la même distribution de résistivité (Figure 3.3), on s'aperçoit également que la formation A semble encadrer le drain karstique (tireté noir), qui apparaît s'être développé dans la craie résistante. Ceci tend donc à indiquer une probable influence de la présence de A sur le développement du système karstique. Notons que la tranche d'altitude choisie pour cette comparaison permet

de bien mettre en évidence les formations conductrices, mais ne correspond pas à la profondeur de l'écoulement. La position des failles projetées en surface a, de plus, été reportée sur la Figure 3.3. Aux endroits où celles-ci recoupent A et B, ces derniers présentent respectivement deux discontinuités et un décalage.

La présence des deux conducteurs semble cohérente avec les données disponibles sur la zone. Toutefois, les observations effectuées ne suffisent pas pour conclure sur l'existence ou non des formations conductrices A et B au sein de la craie.

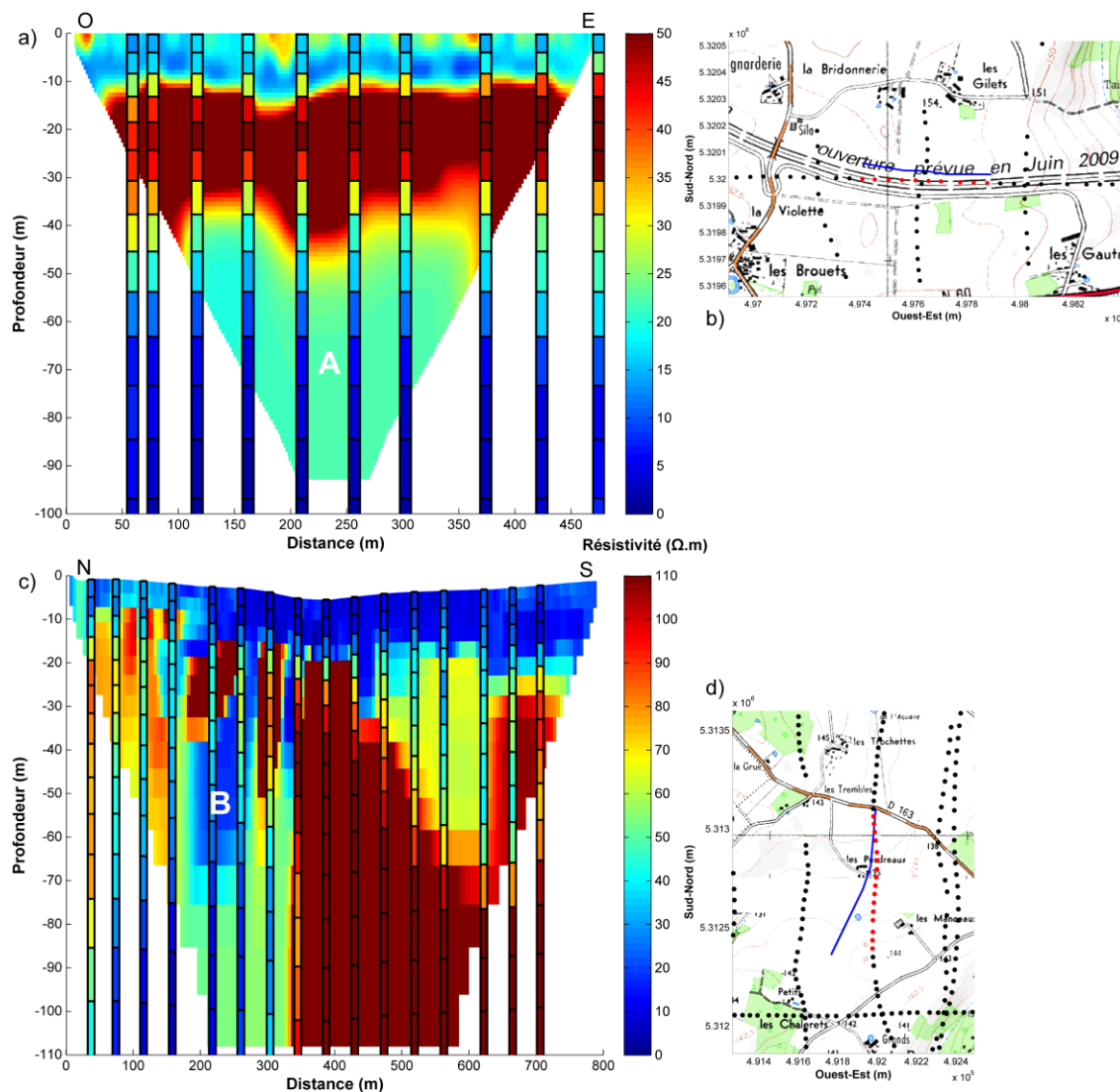


Figure 3.4 Comparaisons des modèles de résistivité issus de l'électrique au sol et de l'EM aéroporté au niveau de (a) A et (c) B. Les positions des deux profils (lignes bleues) et des sondages EM (points noirs) sont également présentées en (b) et (d) ; les points rouges indiquent les sondages EM affichés en (a) et (c).

A la vue du peu d'indices dont on disposait, deux profils électriques ont été réalisés au sol, en mars 2010, au niveau des formations conductrices A et B ; le dispositif utilisé est celui de Schlumberger, avec 96 électrodes espacées de 5 m. Les tomographies électriques obtenues ont alors été comparées aux résultats EM (Figures 3.4a et c), la localisation des différents profils par rapport aux lignes de vols étant montrée sur les Figures 3.4b et d. On s'aperçoit que les modèles de résistivité issus des deux méthodes sont relativement proches. La

transition entre les argiles et la craie est bien marquée dans les deux cas ; de plus, la présence des conducteurs en profondeur semble être confirmée par les tomographies électriques. Pour A (Figure 3.4a), on observe, pour les deux méthodes, une formation conductrice présente en profondeur sous une craie plus résistante. Pour B (Figure 3.4c), la géologie est plus complexe. On constate que la zone conductrice apparaît plus large en EM qu'en électrique. Un corps résistant à 200 m de distance et 25 m de profondeur semble également mal résolu par l'EM. En effet, l'utilisation, d'une part, de données TDEM aéroportées induit inévitablement une baisse de résolution latérale et, d'autre part, d'une inversion 1D ne peut rendre compte parfaitement du contact incliné entre un corps conducteur et un corps résistant. Toutefois, B est bel et bien présent sur les deux modèles de résistivité. On note également l'existence d'une zone de résistivité intermédiaire au sud, mise en évidence par les deux méthodes.

De manière générale, le modèle de résistivité issu de l'EM semble fiable puisque cohérent avec la sismique (réseau de failles), l'électrique, les forages et la piézométrie ; les conducteurs A et B, ayant été imagés également en électrique, n'ont pas été rejetés du modèle par la suite. Une analyse plus approfondie a donc pu être réalisée. Toutefois, à ce stade, deux directions bien différentes étaient envisageables. Ainsi, une analyse détaillée des conducteurs A et B aurait pu permettre de mieux caractériser ces deux formations conductrices en termes de dimensions, propriétés et nature et ainsi de mieux appréhender, par la suite, ce type de résultats sur des données EM ; ce travail nécessitant la réalisation de plusieurs forages diagraphiés ainsi que l'utilisation d'autres mesures géophysiques au sol. Cependant, à des fins géologique et hydrogéologique, une étude à plus grande échelle, sur toute la zone d'étude, a été préférée.

2. Problématique d'interprétation

Comme cela a pu être observé précédemment, les résultats EM permettent, au premier ordre, de différencier la craie des argiles. Toutefois, la résistivité est liée aux propriétés des roches (*e.g.* minéralogie, porosité) et peut donc varier fortement au sein d'une même lithologie.

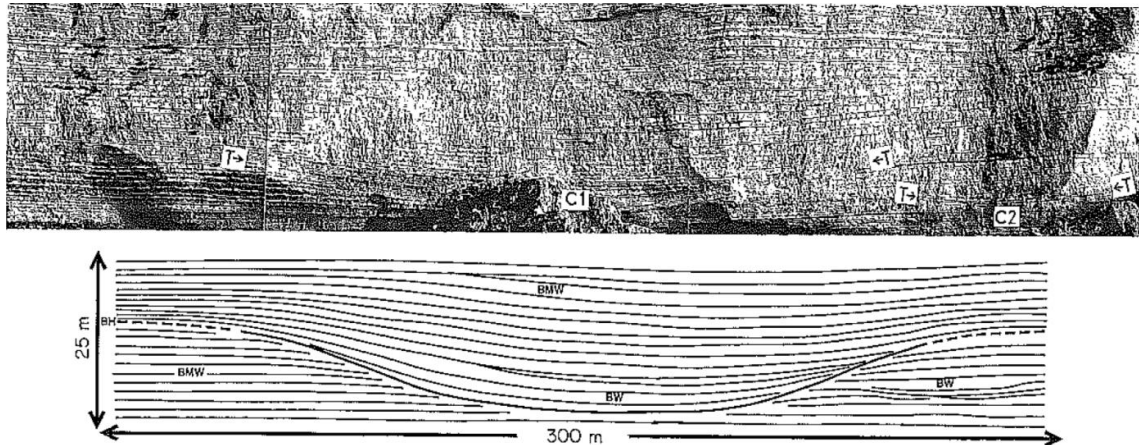


Figure 3.5 *Géométrie observée dans la craie au nord-ouest de Le Bout de la ville (Normandie), et son interprétation (Quine et Bosence, 1991). C1 et C2 marquent deux creux de géométrie. BMW et BW indiquent respectivement des facies de bryozoaires mud-wackestone et wackestone (Dunham, 1962). Les T indiquent les surfaces de troncature.*

Dans le cas de la craie, des géométries de dépôt, d'échelles très différentes, ont pu être observées aussi bien au niveau des falaises (Figure 3.5) que sur des profils sismiques, particulièrement dans le bassin de Paris (Figure 3.6).

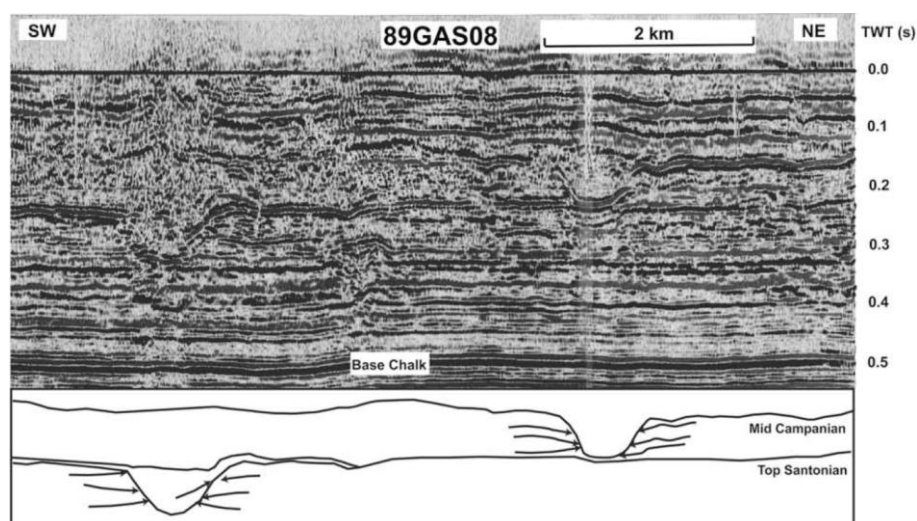


Figure 3.6 *Profil sismique réalisé près de Provins (Ile-de-France) et son interprétation (Esmerode et Surlyk, 2009).*

Ces géométries ont été interprétées comme résultant, au cours du dépôt de la craie, de chenaux formés par l'installation d'un courant marin permanent, ces derniers ayant ensuite été remplis (Quine et Bosence, 1991 ; Lasseur, 2007 ; Surlyk et Lykke-Andersen, 2007). Ce remplissage peut alors posséder des propriétés pétrophysiques différentes (Quine et Bosence, 1991 ; Collin et al., 2012) du dépôt présentant le chenal ; des différences de faciès ayant été observées (Figure 3.5). De manière concomitante, les propriétés des roches sont également affectées par des phénomènes divers, tels que l'altération, couramment observée dans la craie (Quesnel, 1997 ; Lasseur, 2007) et qui peut agir de façon différenciée selon le faciès de dépôt initial.

Dans la région de Courtenay, les observations effectuées aux peu d'endroits où la craie est mise à nu (*e.g.* carrières) ont, d'une part, confirmé la présence de nombreuses figures d'altération (Figure 3.7a) et, d'autre part, démontré l'existence de géométries de dépôt dans la craie de la zone d'étude (Figure 3.7b).



Figure 3.7 *Observations, sur la zone d'étude, (a) de figures d'altération et (b) de bancs de silex inclinés (tireté blanc) par rapport au plan horizontal (ligne blanche), indiquant un début de géométrie.*

A la vue de ces observations, il est donc nécessaire de contraindre le plus précisément possible les distributions de résistivité des différentes lithologies référencées sur la zone d'étude, afin de pouvoir les caractériser au mieux. A cet égard, sur la Figure 3.2, les contrastes de résistivité mis en évidence restent, à ce stade, délicats à interpréter. En effet, sans information complémentaire, il n'est pas possible de définir la nature exacte des couloirs nord-sud, ces derniers présentant des résistivités intermédiaires à celle observées pour la craie et les argiles. Une méthodologie a par conséquent été mise en place afin d'interpréter géologiquement le modèle de résistivité.

3. Characterization of a karstic chalk terrain using airborne time domain electromagnetic cross-interpreted with borehole data

Cette partie a fait l'objet d'un article soumis à la revue Journal of Applied Geophysics :

Reninger P.-A.^a, Martelet G.^a, Lasseur E.^a, Beccaletto, L.^a, Deparis J.^a, Perrin J.^a, Chen Y.^a

^aBRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France

3.1. Abstract

The ability of the airborne Time Domain ElectroMagnetic (TDEM) method to image plurikilometric chalk heterogeneities and its implications for the development of a karstic system is addressed in this study. An airborne TDEM survey has been conducted in the region of Courtenay (France) over the Paris Basin Upper Cretaceous chalk. This aquifer is known as a highly weathered and karstified horizon; both strongly modify chalk petrophysical properties. Numerous boreholes and two recently reprocessed seismic lines were used in order to strengthen TDEM interpretations. We performed a detailed cross-study between boreholes and the resistivity model. This allowed getting criterions in order to attribute resistivity ranges to the principal geological formations referenced in the area. We were therefore able to map heterogeneities in the chalk over the study area. First, TDEM method highlighted weathering corridors in the chalk, related to the tectonic activity, consistent with seismic interpretations. Second, it was possible to image a large scale undulating geometry in the chalk with a SW-NE orientation, consistent with what is observed throughout Paris Basin, and extensively exposed on the cliffs of Normandy (Channel coast, north of France). This geometry has revealed two different chalk deposits C1 and C2 in the Courtenay area; C1 is more resistive than C2. The resistivity model has then been confronted to piezometric measurements acquired as part of previous hydrological studies. On the one hand, we observed a correlation between weathered areas with location of piezometric domes. On the other hand, the karstic drainage developed along the axis of the C1 chalk deposit. Finally, according to the results obtained from this study, we were able to suggest a geological framework for the development of Courtenay karstic system.

3.2. Introduction

Chalk is the main deposit of Late Cretaceous in Northwest Europe, longly considered as monotonous (Robaszynski et al., 1982). It is a complex deposit with numerous depositional environments from shallow water carbonate to deep sea turbidites (Surlyk et al., 2003; Lasseur et al., 2009).

Studies have shown that chalk may present complex lenticular plurihectometric to plurikilometric wavelength-undulating geometries (Quine and Bosence, 1991; Surlyk, 1997; Lasseur, 2007; Surlyk and Lykke-Andersen, 2007; Esmerode and Surlyk, 2009), with varying sedimentary facies and probably petrophysical characteristics (Quine and Bosence, 1991; Collin et al., 2012). Chalk therefore presents important lateral and vertical variations of both geometries and petrophysical characteristics. Furthermore, chalk, being a carbonate rock mainly composed by Coccolithophorids bones, is highly affected by dissolution (Quesnel, 1997). Thus, in subsurface, numerous weathering and depression (dolines) features are present, commonly observed in the topography or in cross-section along cliffs (Sperling et al., 1977; Laignel, 1997; Quesnel, 1997; Waltham et al., 2005). These features are witnesses on surface and the main indicators (sometimes unique) of the presence of a karst system (Legrand and Stringfield, 1973; Mangin, 1975). In order to complement these field evidences, it is critical to improve our knowledge of karstic systems at depth in order to better model the groundwater flow, which is required for the water resource management and its protection from anthropogenic pollutions (Baran et al., 2008).

Thus, chalk may present varied facies and their spatial distribution in subsurface remains largely unexplored. However, despite some limitations (Chalikakis et al., 2011), geophysical surveys can help to characterize chalk (Robins and Loyd, 1975; Barker, 1982; Andrews et al., 1995; Roberts and Lewis, 1997) and karst features (Rigby-Jones et al., 1997; Šumanovac and Weisser, 2001; Zhou et al., 2002; Vouillamoz et al., 2003; Gibson et al., 2004; Guérin et al., 2009; Valois et al., 2011).

The Geocentre project focuses on geo-environmental objectives, such as geological and hydrogeological issues in Region Centre, France. For this purpose, airborne TDEM measurements were carried out by SkyTEM ApS. in February 2009 near Courtenay city, over the Cretaceous chalk of the Paris Basin. The airborne survey, requested by BRGM (French geological survey), was flown along the N-S direction with 400 m line spacing over a total of about 185 km², representing about 540 km of flight lines. The spacing between each EM sounding along flight lines is approximately 30 m and the nominal height of the loop was about 40 m above the ground.

The aim of this study was therefore to use airborne TDEM data to better characterize Courtenay chalk terrain in terms of geology and hydrogeology. Although historically developed for mining purposes (see Palacky and West, 1991, for a review), the ability of airborne TDEM method to provide increasingly detailed resistivity mapping of the subsurface progressively makes the method suitable in environmental studies. Its efficiency has been shown in several studies dealing with various environmental contexts. Buried valleys in Denmark were clearly imaged by Jørgensen and Sandersen (2006). D'Ozouville et al. (2008) mapped

hydrogeological structures on a Galapagos volcano. Viezzoli et al. (2010) and Teatini et al. (2011) imaged marine-continental water exchanges at the Venice Lagoon. However, resistivity is a complex parameter related to rock properties (*e.g.* mineralogy, porosity), which may be affected by various phenomena (*e.g.* weathering). The latter may then vary greatly for the same lithology. An a priori on the geological background is therefore necessary to interpret the TDEM results. In this study, geological interpretation was achieved through a detailed confrontation of the resistivity model with boreholes. Interpretation was then further compared with seismic lines and piezometric data. Airborne electromagnetic data, for the first time, evidenced large-scale chalk geometries and heterogeneities such as weathered tectonic corridors. Both of them shade light on the geological factors which triggered the development of the local karstic network.

3.3. Heliborne TDEM data

The SkyTEM is a helicopter-borne TDEM system (Sørensen and Auken, 2004; Auken et al., 2007) developed for hydrogeophysical and environmental investigations by the Hydro Geophysics Group (HGG) at the University of Aarhus, Denmark. SkyTEM system operates in a dual transmitter mode. The Low Moment provides early time data for shallow imaging, whereas, the High Moment allows measuring later time data for deeper imaging. For this survey, the Low Moment had a magnetic moment of approximately 3760 A.m² with time gates from 11 to 115 μ s and the High Moment had a magnetic moment reaching 140000 A.m² with time gates from 73 μ s to 9 ms. For a given magnetic moment and noise level, the depth of investigation is function of the subsurface conductivity and the bandwidth used (Spies, 1989). In the context of our study, the maximal depth of investigation is about 150 m, allowing investigating the top layers of the chalk.

Navigation data as GPS position, altitude and tilts of the transmitter loop were processed using filters developed by Auken et al. (2007). As part of an environmental study in an anthropized area, particular attention was paid to properly remove noise from the TDEM data. They were processed with a singular value decomposition filter which allowed locating and removing most natural and cultural noise (Reninger et al., 2011). This is needed to ensure optimal quality data, as small variations in the response were expected (Sørensen and Auken, 2004). Data were then inverted using the Laterally Constrained Inversion algorithm (LCI) (Auken and Christiansen, 2004; Auken et al., 2005). The LCI is a pseudo-2D inversion scheme; vertical and lateral (along the flight line) constraints are applied on 1-D earth models divided into *n* layers, each being defined by a thickness and a resistivity. In addition, altitude of the transmitter is also inverted. Results were first obtained with a smooth inversion (19 layers for each 1-D model) in order to pre-evaluate the resistivity distribution and adapt the number of layers to the study area. Results shown in following were then obtained with a five layer inversion, which better discriminated geological interfaces and resistivities than a smooth inversion. This was mandatory to properly compare inversion results to geological data in boreholes. The depth of investigation has also been determined during the five layer inversion (Christiansen

and Auken, 2010). Layers below the calculated depth of investigation for each 1D inverted resistivity model have therefore been removed in the following.

3.4. Geological, geophysical and hydrological context

The 11.2 x 16.5 km² area of study, close to Courtenay city, is a rural but anthropized area of Région Centre, located about 100 km Southeast of Paris (France, see box in Figure 3.8). Its morphology is that of a plateau made of Cretaceous chalk within the Paris Basin. Along this flat area, chalk is frequently weathered, so that detailed chalk geology is poorly known from outcrop. The simplified geological map of the area is shown in Figure 3.8.

The geology of the subsurface is almost layered and mainly composed by chalk overlain by weathering clays with flints and Quaternary deposits, located mainly in two E-W valleys cross-cutting the plateau at its northern and southern limits; given the flatness of the area and the weathering of the chalk, no faults are reported on the geological map. At the first order, the geology is therefore relatively simple. Moreover, clays and carbonate sedimentary rocks have rather well separated conductivity ranges (Palacky, 1988). The geological context is then well adapted to TDEM measurements, and so favorable to the geological study.

Courtenay area is also an oil field. Several seismic lines are available in the area and two of them were recently reprocessed (Beccaleto et al., 2011; Figure 3.8). The part of the E-W seismic line located in the study area is shown in Figure 3.9 with its interpretation. We note the absence of reflectors in the first 0.2 s, which corresponds to a depth of 250 m taking a velocity in the chalk of 2500 m/s. No information is therefore provided by the seismics above the Top-Cenomanian reflector (in green). Three normal fault zones, named Triguères, Château-Renard and Thorailles are outlined from east to west; it must be noticed that the configuration of the seismic acquisition doesn't allow resolving displacements along faults smaller than 20 m. Displacements observed along each fault are almost equal implying that faults have played after the deposit of the whole stratigraphic pile. The faults have been mapped in the area for each stratigraphic ages, based on the reprocessed seismic lines and other BRGM data. Fault locations were then projected up to the surface along their dip (Figure 3.10).

Faults are all oriented N-S. The Digital Elevation Model (DEM) of the area is also shown in Figure 3.10. The two E-W valleys are at about 110 m of altitude and, on the plateau, a regional slope towards the NW with a maximum altitude of 198 m in the SE of the area is noticeable. Location of faults at the surface is well correlated with the topography, implying that faults have played throughout the geological pile up to the surface, complementing geological information.

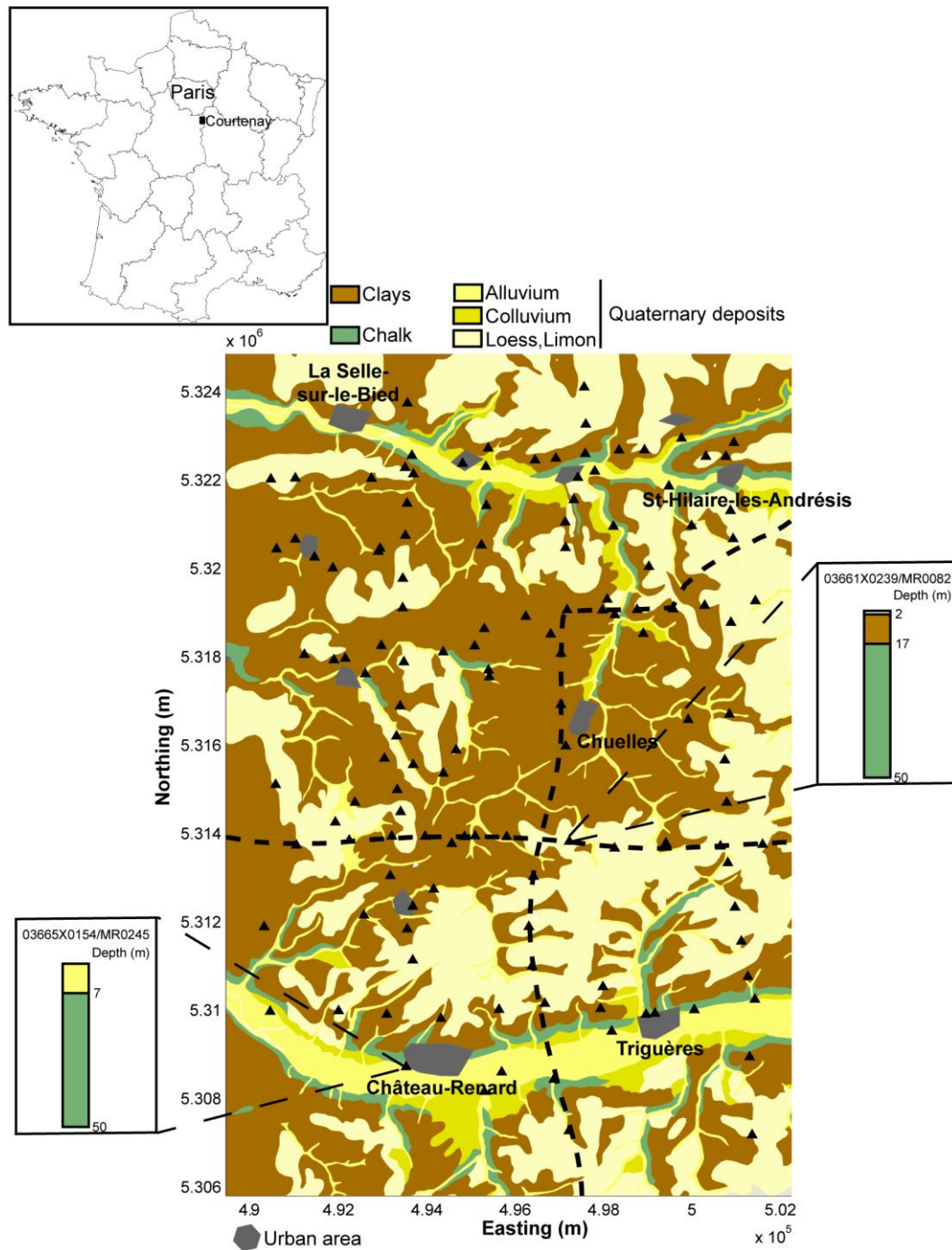


Figure 3.8 Simplified geological map of the study area (modified from Pomerol, 1988). Boreholes are indicated by black triangles and two reprocessed seismic lines are represented by thick dashed black lines. The black rectangle on the geographic map in the box locates the study area with respect to Paris.

Many boreholes, referenced in the BRGM BSS database (Banque de données du Sous-Sol), were also drilled in the area, whether to reach the reservoir at about 600 m depth or to map heterogeneities in the top layer of chalk deposits (down to about 50 m deep), for seismic data static correction. More than one hundred boreholes, having a sufficient description of the main horizons, have been used in this study (Figure 3.8). However, boreholes have been drilled from about 1975 to 1995 and therefore have been interpreted by several different operators. The geological description is thus not homogeneous. Only the transition depths between Quaternary deposits, clays and chalk can be reliably used. Two typical boreholes are shown in

Figure 3.8 with their referenced number, one located in the southern valley and another on the chalk plateau. On the plateau, Quaternary loess and limon layers are not more than about 2 m in thickness (Figure 3.8) and so cannot be imaged with airborne TDEM data. Quaternary deposits of interest are then colluvium and alluvium mainly located in valleys and thalwegs in the north and south of the study area (Figure 3.8); their thickness doesn't exceed about 10 m (Figure 3.8). Weathered clays with flints are thicker, reaching up to about 20 m depth.

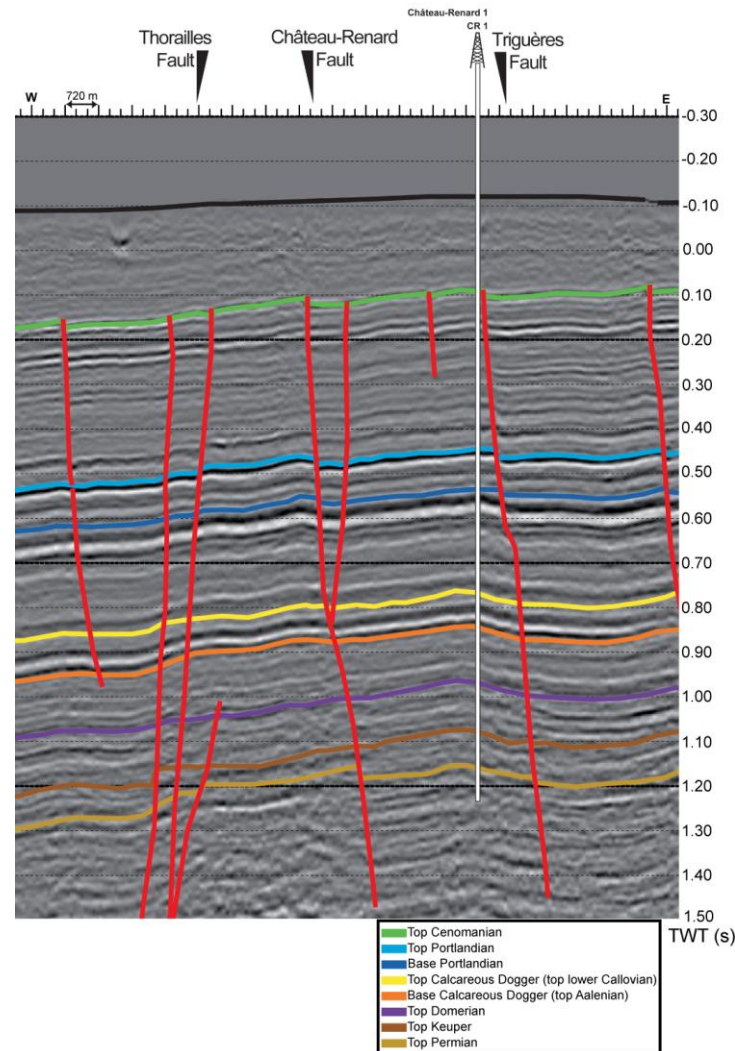


Figure 3.9 Interpretation of the reprocessed E-W seismic line over the study area. Red lines display faults locations.

A karstic hydrological system developed in the chalk, called “Trois Fontaines”, is also known in the Courtenay area. The drainage pattern of the karst has been documented by two piezometric campaigns, in the nineties (Lasne, 1992) and in 2003 (Mouvet et al., 2005; Figure 3.10). A total of 195 piezometric heads were measured. The karst has an area of about 50 km² and is SE-NW oriented; its main outlet is located by the white dot in the NW of the area (Figure 3.10). The drainage axis (dashed black line) is defined by low piezometric levels, interpreted as a permeability increase due to karstification processes. Surrounding piezometric domes (bold letters D) mark the limit of the karst system, where water circulation is slower. Figure 3.10 clearly shows that orientations of the karstic system and of the faults are different, apparently suggesting that the hydrological system set up was not controlled by tectonics at the first order.

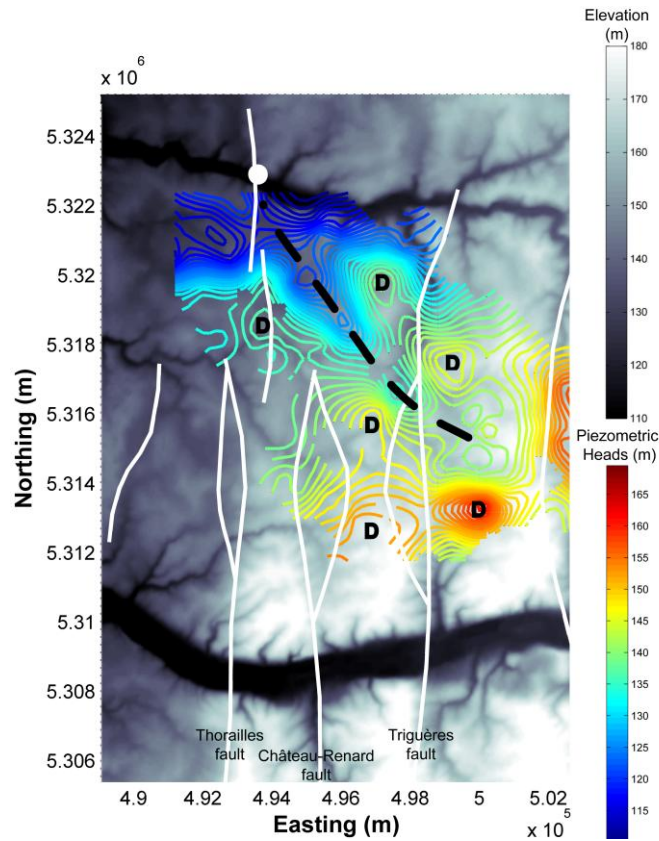


Figure 3.10 *Interpreted seismic faults projected up to surface (white lines) and contours of the piezometric map superimposed on the digital elevation model. Bold letters D and the dashed black line locate respectively the piezometric domes and the drainage axis. The main outlet is indicated by a bold white dot NW of the study area.*

We then used Courtenay TDEM survey to investigate the geology and evaluate its possible influence on the Trois Fontaines karst.

3.5. Implemented methodology

As a first result showing typical relation between geology and resistivities of the ground, a resistivity profile resulting of the interpolation of 1D layered resistivity soundings along a flight line is shown in Figure 3.11. Boreholes located within a distance of 50 m of the profile are also displayed; clays are represented in white and chalk in black.

On this profile, resistivities of clays and chalk are well distinguished to the first order; as it was expected clays are rather conductive and chalk resistive. Moreover, the resistivity transition depth between clays and chalk seems to be consistent with boreholes. However, an intermediate resistivity zone is highlighted between 500 and 1000 m of distance. The latter cannot be geologically characterized with this representation. It is therefore not possible to propose a straightforward limit between the two lithologies. To do so, it would

be necessary to establish the resistivity distributions associated to each of the referenced lithologies. A dedicated analysis was therefore designed in order to address in detail the relationship between resistivities and the lithology.

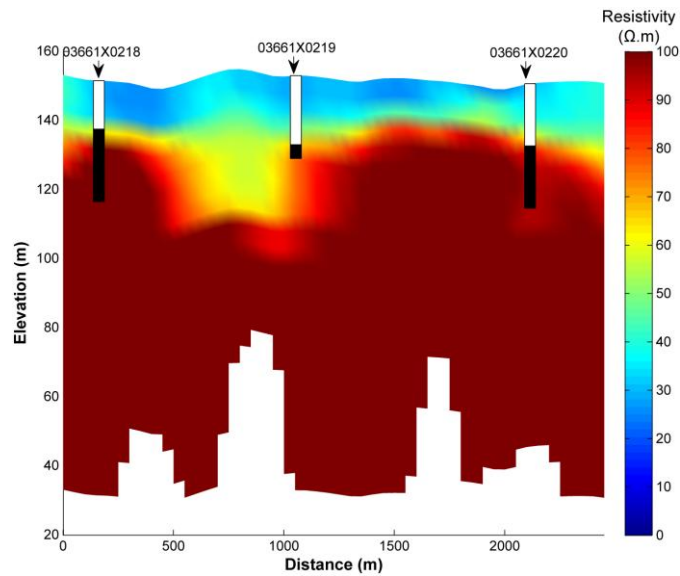


Figure 3.11 Resistivity profile along flight line. Boreholes located within a distance of 50 m of the profile are also displayed; clays are represented in white in boreholes and chalk in black.

We propose an approach adapted to the geological context of the study area. All over the area, we interpolated in 2D the resistivities and thicknesses of each of the five inverted layers, in order to keep as much vertical resolution as possible. Then, at each borehole location, we sampled the distribution of the interpolated resistivity as a function of depth (*i.e.* in each of the five layers). We associated to each geological formation, referenced in the boreholes (Quaternary deposits, clays and chalk), the corresponding interpolated resistivities; interpolated resistivities were assigned to a geological formation only if the three-quarters of the corresponding layer was within the range of depths of this geological formation. Obtained resistivity distributions for each geological formation are displayed in Figure 3.12.

Green, blue and yellow bars correspond to the distribution of the resistivities associated respectively to the chalk, clays and Quaternary deposits. The histogram of all the inverted resistivities in the whole study area is also shown in the Figure 3.12, displayed as white bars. First, the good overlap between histograms obtained from the cross-study and the histogram of the overall 1D inverted resistivities attests that boreholes are representative of the geology of the study area. Second, we clearly observe two well separated distributions of resistivities associated to clays and chalk, respectively from 14 to 36 $\Omega.m$ and from 67 to 250 $\Omega.m$. Thus, layers in 1-D models with resistivities respectively lower than 36 $\Omega.m$ and higher than 67 $\Omega.m$ can unambiguously be interpreted respectively as clays and chalk. Conversely, resistivities between 36 and 67 $\Omega.m$ can be attributed either to Quaternary deposits or clays or chalk. We note that only three boreholes provide information on the Quaternary deposits on the histogram (zoom box in Figure 3.12), indeed, Quaternary deposits are scarce and generally very superficial in boreholes (Figure 3.8). They are therefore hardly resolved by airborne TDEM soundings. In the statistics achieved above, we are therefore at the limit of resolution of the method for the characterization of Quaternary deposits.

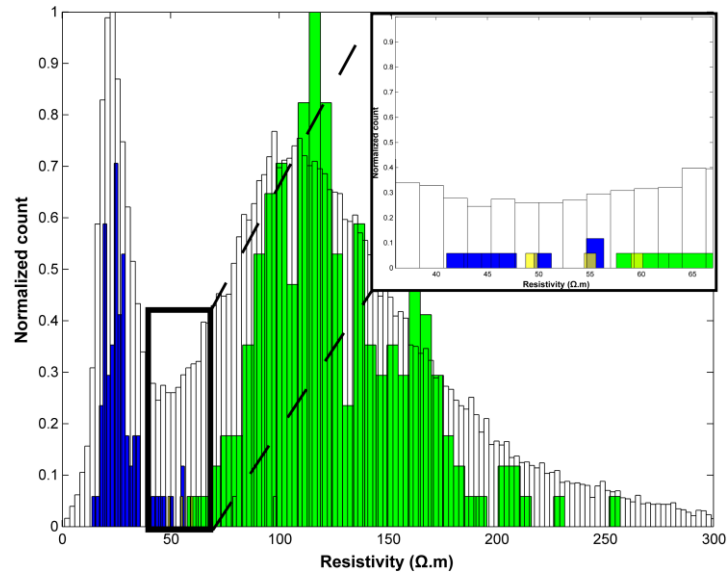


Figure 3.12 Resistivity distributions of chalk (in green), Quaternary deposits (in yellow) and clays (in blue). Histogram of all the resistivities contained in the 1D layered models is displayed as white bars. A zoom between resistivities 36 and 67 $\Omega.m$ is also displayed.

In the range of resistivities 36 to 67 $\Omega.m$, we attempted to achieve a more detailed analysis of the resistivities in the following. For all the 1D EM soundings of the study area, we plotted the resistivities as a function of the average depth of their corresponding layer (black dots in Figure 3.13a).

In order to highlight clusters, the density of occurrence of the scattered points is superimposed. In addition, triangles in Figure 3.13a represent the few boreholes where the interpolated resistivities fell in the range of 36-67 $\Omega.m$ and their corresponding average depths; the color code yellow, green, blue corresponds to chalk, clay and quaternary lithologies, as described in Figure 3.12. In Figure 3.13a, we observe, for shallow depths (< 19 m), that the calculated density distinctly decreases at about 50 $\Omega.m$. We therefore divided the frame into three sub-sets: data contained in sub-set A are associated to shallow depths (less than 19 m) and resistivities from 36 to 50 $\Omega.m$. This sub-set contains most of the blue triangles. It can reasonably be attributed to shallow weathering clays. Sub-set B is characterized by even shallower depths and higher resistivities than sub-set A. This is consistent with the distribution of the yellow triangles, which are, on average, associated to higher resistivities and shallower depths than blue triangles. This sub-set can therefore realistically be attributed to Quaternary deposits, which is consistent with the superficial nature of Quaternary deposits observed on all boreholes over the area where a Quaternary deposit is referenced. Finally, sub-set C corresponds to more important depths than the two others, and, on average, has relatively high resistivities. This sub-set includes only green triangles. Layers in 1-D models corresponding to this sub-set (*i.e.* average depth higher than 19 m and a resistivity between 36 and 67 $\Omega.m$) have therefore been associated to chalk.

Superimposed on a DEM (greyscale), Figure 3.13b displays the location of layers in EM soundings contained in the sub-sets A, B and C; as in Figure 3.12 green, yellow and blue colors are associated to chalk (*i.e.* C), Quaternary deposits (*i.e.* B) and clays (*i.e.* A) respectively. With the same color code, we also figured with triangles the locations of boreholes used in Figure 3.13a. We observe that locations of green,

yellow and blue spots are consistent with locations of green, yellow, and blue triangles respectively, *i.e.* resistivity/depth versus lithology relationship previously defined is spatially consistent with boreholes. For instance, we can see that yellow points, associated to Quaternary deposits, are located in the valleys and thalwegs, where significant thicknesses of Quaternary deposits are referenced in boreholes (Figure 3.8).

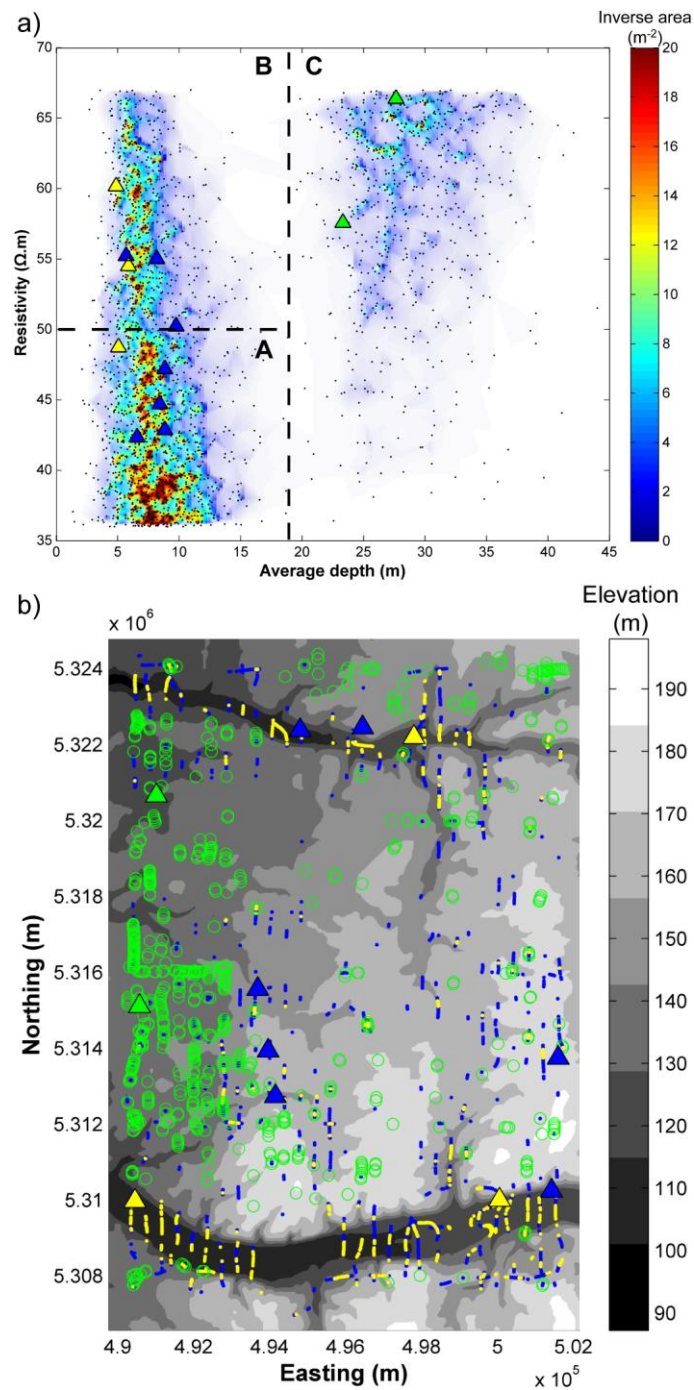


Figure 3.13 Focus on resistivities between 36 and 67 $\Omega.m$. (a) Density of occurrence of the resistivities as a function of their average depth; shading as a function of the density of occurrence has been applied. Three sub-sets A, B and C appear (see comments in the text). In boreholes, green, blue and yellow triangles display the interpolated resistivities in function of their average depths in chalk, clays or Quaternary deposits respectively. (b) Superimposed on the digital elevation model, location in map view of the inverted layers contained in the sub-sets A, B, and C, in blue, yellow and green respectively. Green, blue and yellow triangles show the locations of the boreholes used in (a).

Thus, the adopted method provides criteria to properly identify each geological formation in the 1-D resistivity models. Above mentioned results attest for the presence in the area of certain more resistive clays than average (blue points in Figure 3.13b) and also the existence of a less resistive chalk than average (green points in Figure 3.13b). In the following, we focus on the study of the chalk. A detailed “geophy-geological” 3D imaging of the area is conducted and discussed in terms of hydrogeological implications.

3.6. Geological interpretation of the TDEM data

The main geological formations referenced in the study area can now be clearly identified in the 1-D resistivity models. In order to better characterize the chalk electrical properties throughout the study area, we first focused on the top-most layer of the chalk, underneath the weathering clays.

Resistivity of the top most part of the chalk in each 1D model has been mapped (Figure 3.14a).

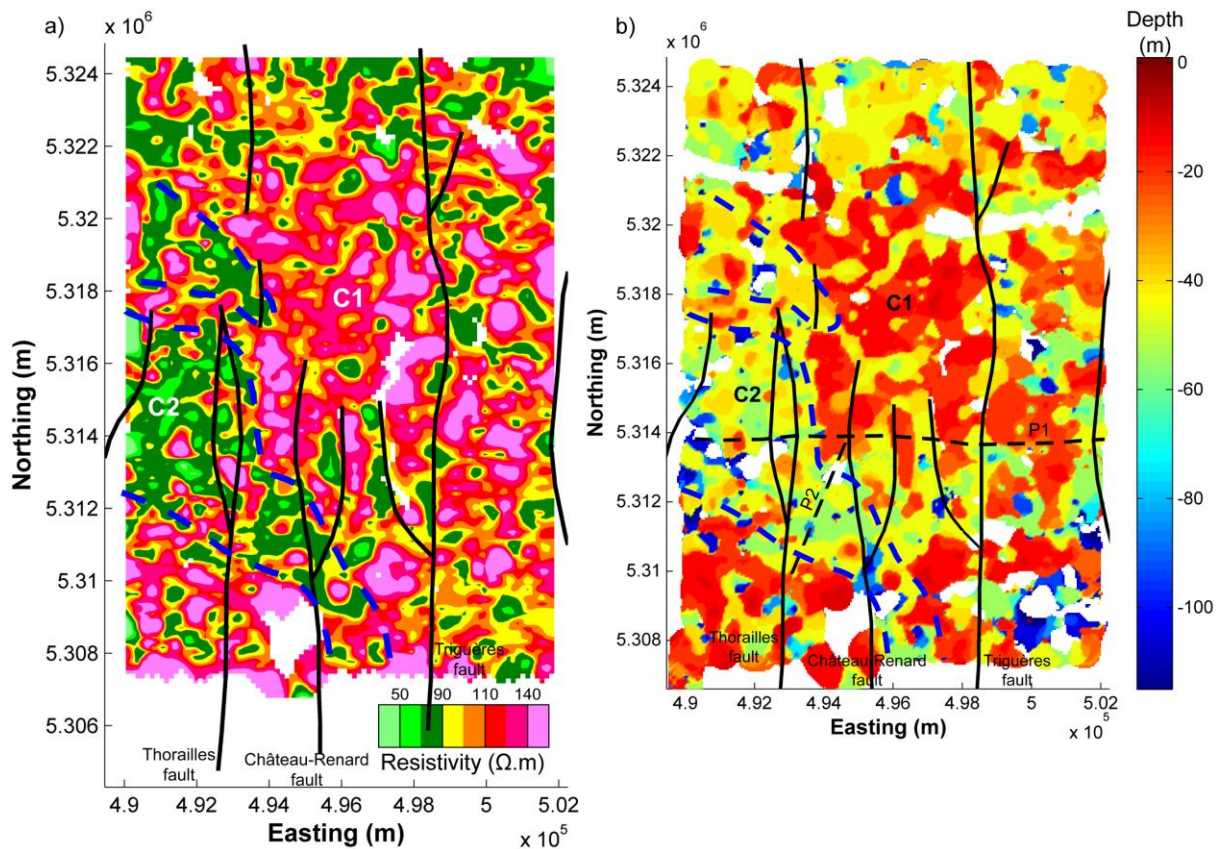


Figure 3.14 (a) Resistivity of the top most part of the chalk (minimum curvature) and (b) depth of the iso-resistivity surface 110 $\Omega.m$ (top of C1). Dashed blue lines represent the interpreted limits of the C2 chalk deposit. Reinterpreted faults network for the first 150 m is displayed as black lines (see text). Dashed black lines in (b) locate two resistivity profiles P1 and P2 extracted from the 3D resistivity model.

As previously determined, the chalk has a resistivity range of around 50 $\Omega.m$ to more than 150 $\Omega.m$; it must be kept in mind that the accuracy of the inverted resistivities from EM methods decreases while increasing [128]

the resistivity. Within this resistivity range, Figure 3.14a highlights two well delimited zones of chalk with two ranges of resistivities: a chalk C1 with resistivities higher than 110 $\Omega.m$ located mainly in the center of the study area, and a chalk C2 with resistivities globally lower than 90 $\Omega.m$ concentrated to the west and south of the study area (dashed blue lines in Figures 3.14a and b).

In order to further document our analysis of the chalk, a 3-D resistivity model has been built based on 1D resistivity models. For this, we interpolated by kriging the inverted resistivities within depth slices. These depth slices were then stacked into a 3D model of resistivities. The 3-D model enables flexible extraction of 2-D resistivity profiles and straightforward display of iso-resistivity surfaces. First, the depth of the iso-resistivity surface 110 $\Omega.m$ (*i.e.* the top of C1) has been mapped (Figure 3.14b).

Figures 3.14a and b highlight two different orientations in the chalk structuration. C2 (dashed blue lines) is clearly oriented along the SE-NW direction. According to Figure 3.14b, this orientation seems also to be dominant for C1 between the two valleys. Conversely, a N-S direction also appears distinctly. This orientation is marked, first, by corridors of a less resistive chalk within C1 (Figure 3.14a) highlighted by a deeper chalk C1 (in yellow in Figure 3.14b) and, second, by a clear transition along Thorailles fault (west of the area) from a shallow chalk C1 to a deeper chalk C1 (Figure 3.14b) overlain by a less resistive chalk (Figure 3.14a).

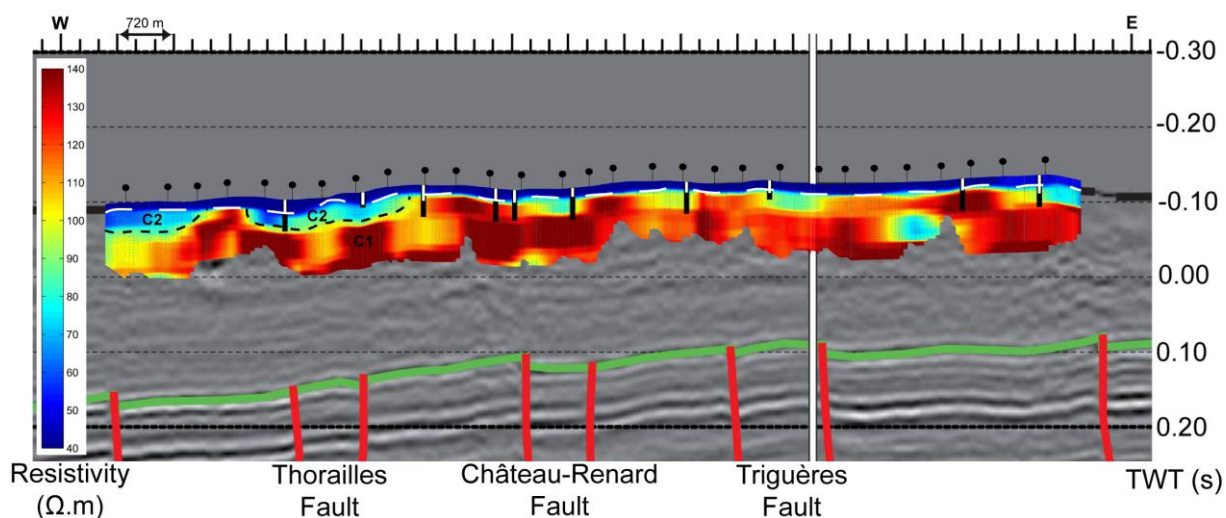


Figure 3.15 Comparison between the extracted resistivity profile P1 with the E-W seismic line. Boreholes located within a distance of 50 m of the profile are also displayed; clays are represented in white in boreholes and chalk in black. The white and black dashed lines represent the interpreted top of the chalk and the interface between C1 and C2 respectively. Markers indicate intersections with flight lines.

The N-S structuration is consistent with the direction of the mapped faults (Figure 3.10). We extracted a resistivity profile along the E-W reprocessed seismic line shown in Figures 3.8 and 3.9 (profile P1 in Figure 3.14b), which intersects most of the faults referenced in the area. The extracted profile is shown in Figure 3.15, the white dotted line represents the top of the chalk; boreholes within 50 m of the profile are also displayed on the profile. It must be noticed that the E-W orientation is the worst orientation to extract a profile from the 3-D resistivity block since, in this direction, resistivity cross-sections are constrained every

400 m only (distance between flight lines). Despite this rather low resolution, the transition in resistivities between the clays and chalk is in good accordance with the boreholes; in line with our interpretation, intermediate resistivity zones (approximately from 50 to 100 $\Omega\cdot\text{m}$) are referenced as chalk in boreholes. In its western part, this resistivity profile intersects C2 as indicated in Figure 3.15 by dashed black lines.

The extracted profile was then directly compared to the E-W seismic line, after rescaling (considering a velocity of 2500 m/s in the chalk) in order to be comparable with the seismic cross-section (Figure 3.15). We observe that faults interpreted deeper in the seismics can be realistically associated with the intermediate resistivity zones highlighted in the top-most part of C1 in the resistivity profile. We also observe lower resistivity zones in C2 at faults locations. This could be interpreted as weathering of the chalk due to the fault activity, as extensively documented in faulted basement environments (*e.g.* Wyns et al., 2004). Those intermediate resistivity zones related to faults (Figure 3.15) correspond to N-S corridors previously highlighted at the top of the chalk in Figures 3.14a and b and consistent with the direction of faults (Figure 3.10). Using this result, we suggest, for the first 150 m (*i.e.* the approximate maximum depth of investigation of the airborne TDEM method for the study area), a refining of the fault scheme in subsurface, interpreting jointly the seismic data, the DEM and the resistivity model (Figures 3.14a and b). It can be noticed that the resistivity ranges of the chalk C2 and of the weathered zones are nearly the same (Figure 3.14a). A clear delimitation between weathering of the chalk (along Thorailles fault) and the deposit C2 in the west of the area is therefore ambiguous.

Additionally, the SE-NW direction, previously described in the resistivity model (Figures 3.14a and b), is transverse to the faults trend. We can therefore assume that the deposition of the chalk C1 and C2 was not controlled by tectonics; indeed, as previously mentioned, faults played after the deposition of the entire stratigraphic pile. C1, as the deepest geological formation imaged with the TDEM method, is present throughout the area (Figure 3.14b). The top of C1 is shallow in the center of the area and deeper where C2 lower resistivity chalk is present. We have therefore two types of chalk, each thickening at the expense of the other along a SW-NE direction. This geometry clearly appears in the profiles shown in Figures 3.15 and 3.16 (profile P2 in Figure 3.14b). The dashed white line represents the top of the chalk and the dashed black line shows the interpreted interface between C1 and C2. Boreholes located within a distance of 50 m of the profile are also displayed. Our geological interpretation of the resistivity profile is consistent with boreholes, C1 and C2 being both referenced as chalk.

The literature documents that the chalk may present geometries of deposit designing lenticular undulating features from local to regional scales. For instance, such geometries have been described both on cliffs in Normandie (France) (Quine and Bosence, 1991; Lasseur, 2007) and in Denmark (Surlyk, 1997). Moreover, these geometries have also been highlighted on seismic data both near Denmark and in South England (Surlyk and Lykke-Andersen, 2007; Esmerode and Surlyk, 2009). Such chalk geometries can have wavelengths from few hundreds of meters to several kilometers. In several studies, it was shown that these geometries have been formed during sedimentation by current-parallel channeling as a result of the establishment of deep permanent oceanic circulations (Quine and Bosence, 1991; Esmerode et al., 2007; Lasseur, 2007; Surlyk and Lykke-Andersen, 2007). Moreover, according to Lasseur (2007) and Esmerode

and Surlyk (2009), geometries in Paris Basin have a SW-NE direction, perpendicular to the main trend of marine influx in the basin at the time of deposition.

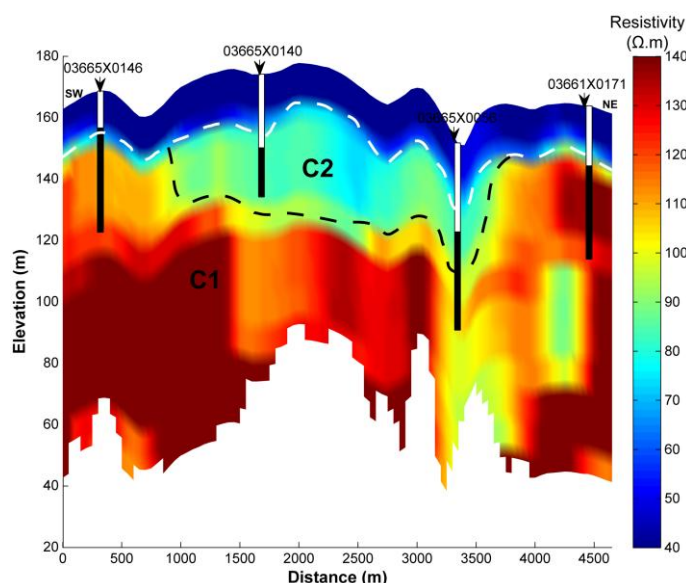


Figure 3.16 Resistivity profile P2 crossing the C2 chalk. Boreholes located within a distance of 50 m of the profile are displayed; clays are represented in white in boreholes and chalk in black. The dashed white line represents the interpreted top of the chalk and the dashed black line highlights the interface between C1 and C2.

The characteristic geometries that we highlighted in the chalk are consistent with their description in the literature. EM results would therefore reveal a plurikilometric SW-NE geometry of probable depositional origin in the chalk in the region of Courtenay (Figures 3.14a, b and 3.16).

According to the new elements provided by the airborne TDEM, we are able to suggest a geological model for the area of Courtenay (Figure 3.17). Note that the slight increase of the clay cover over the chalk C2, as sketched, has also been derived from the EM model, but is not developed here; this increase is however attested by boreholes in Figure 3.16.

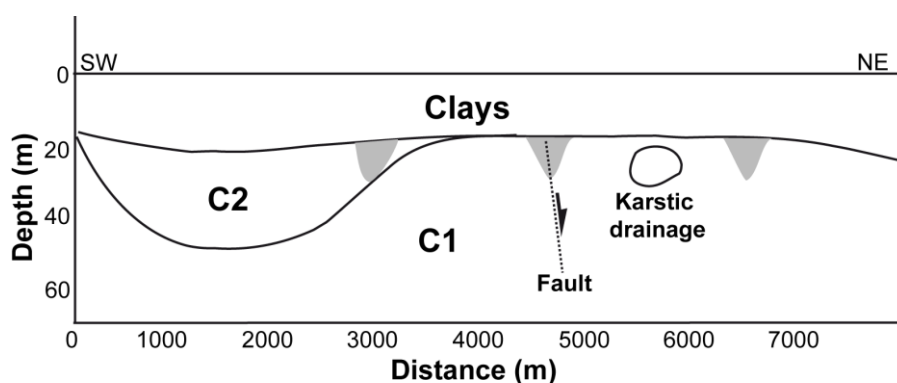


Figure 3.16

Figure 3.17 Courtenay geological framework derived from electromagnetic results. Black closed contour highlights the position of the karstic drainage within this framework. Weathering zones are represented in grey.

3.7. Hydrogeological implications

EM results allowed identifying, first, N-S weathering corridors in the chalk related to fault activity and, second, two different deposits of chalk, C1 and C2, with a SE-NW orientation. We now discuss how these geological structures can help to better understand the development of the Trois Fontaines karst.

We superimposed the depth of the top of C1 with the piezometric map (Figure 3.18); the most important outlet is represented by a black dot in the north of the study area. We note that the karst drainage developed along the SE-NW axis where the top of C1 is the shallowest. Moreover, we observe that piezometric domes, where water flow is slower, correspond to zones of deeper C1 overlain by a relatively low resistive chalk (Figures 3.14a and 3.18), interpreted as weathered.

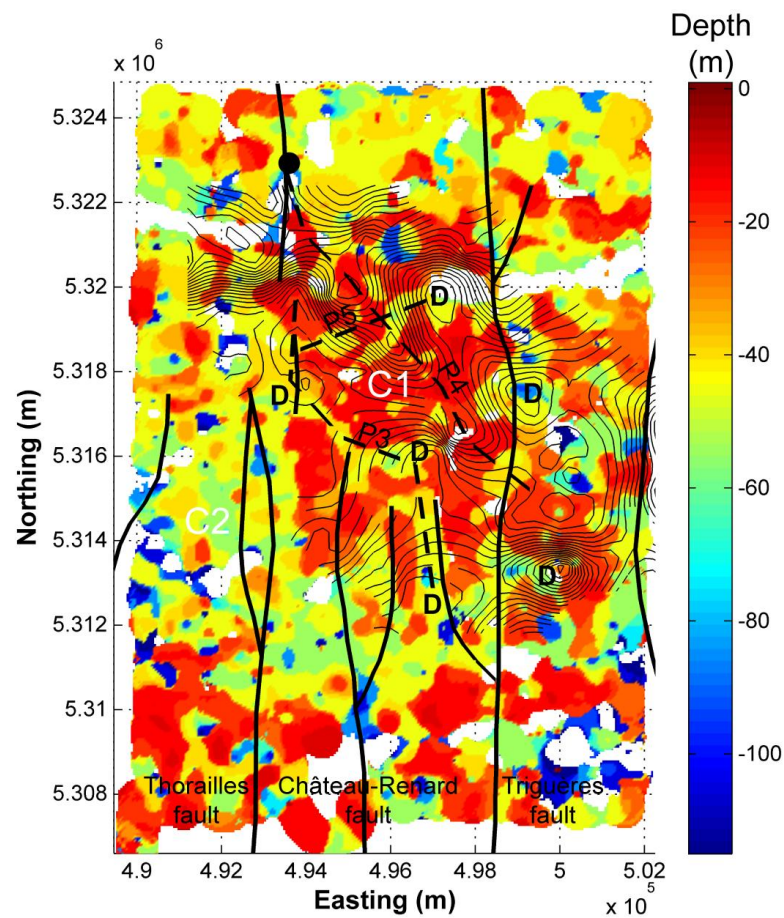


Figure 3.18 *Contours of the piezometric map superimposed on the depth of the iso-resistivity surface 110 Ω .m (top of C1). Piezometric domes are highlighted with bold letters D. Reinterpreted location of the faults for the first 150 m is displayed as black lines (see text). Dashed black lines locate three resistivity profiles P3, P4 and P5 extracted from the 3D resistivity model. The main outlet is indicated by a black dot N-W of the study area.*

Three profiles (P3, P4, P5 in Figure 3.18) were extracted from the 3D resistivity model in order to highlight relationships between the distribution of underground resistivities and the piezometry (Figure 3.19).

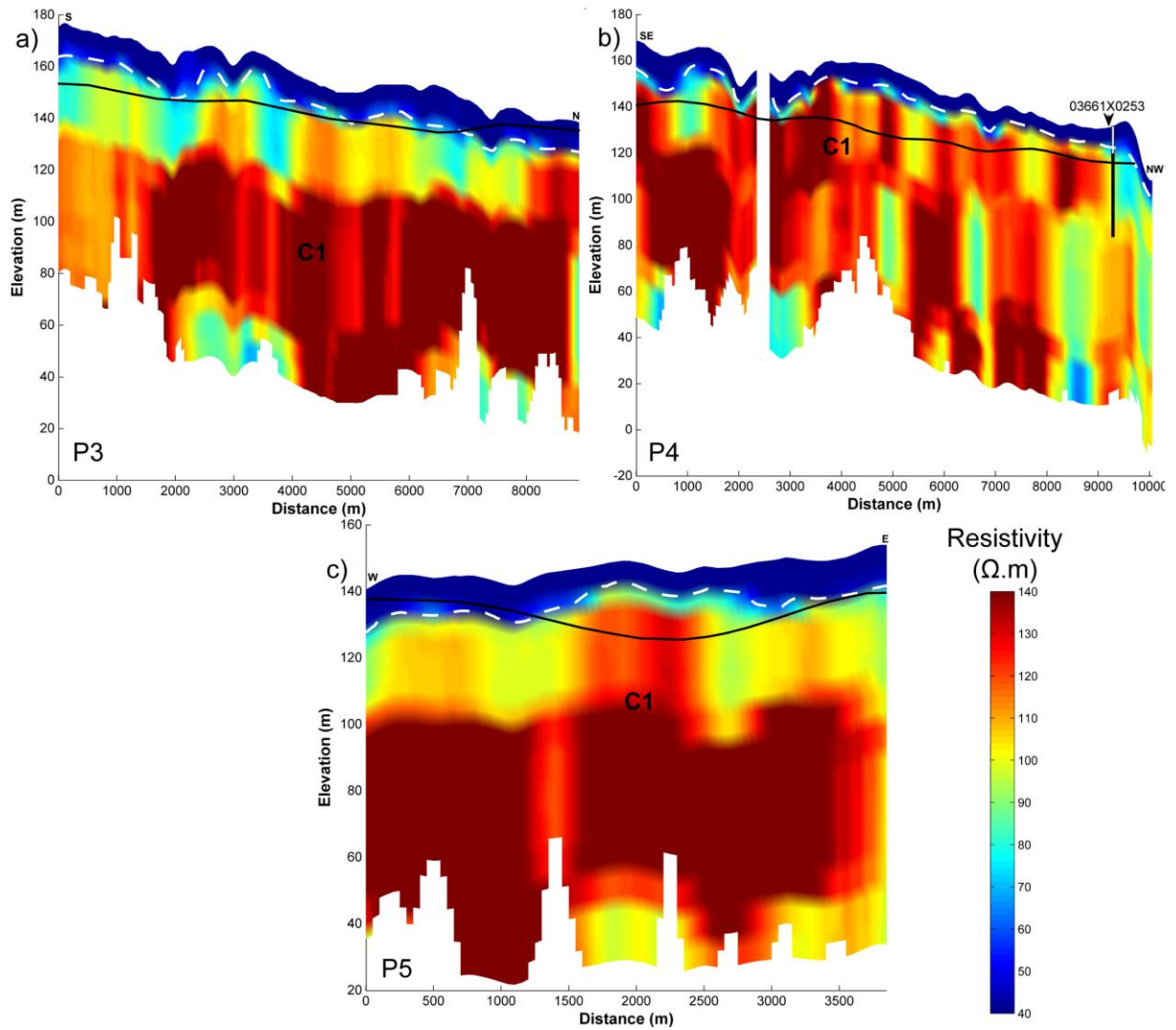


Figure 3.19 Resistivity profiles extracted from the 3D resistivity model; (a) along piezometric domes west of the drainage axis (P3), (b) along the drainage axis (P4), (c) perpendicular to the drainage axis (P5). The dashed white line and the black line represent respectively the interpreted top of the chalk and the piezometric level (see text for comment).

The first profile (P3 in Figure 3.18) follows the piezometric domes (bold letter D) in the west of the drain (Figure 3.19a), the second profile (P4 in Figure 3.18) follows the main piezometric valley (interpreted as the main karstic drainage axis; Lasne, 1992; Figure 3.19b) and the third profile (P5 in Figure 3.18) cross-cuts the drainage axis (Figure 3.19c). On these three profiles, the piezometric level is figured by a black line and the top of the chalk by a dashed white line. A first observation is that EM profiles are consistent with hydrological field observations: where not captive, the piezometric level is generally reported within and close to the top of the chalk. The difference in resistivities of the top of the chalk of the first two profiles (Figures 3.19a and 3.19b) is clearly evidenced: piezometric domes are rather correlated to low resistivity chalk, interpreted as weathered, whereas the drain is located along a chalk of higher resistivity (*i.e.* C1). Coherently, the third profile shows that the piezometric level is deeper where C1 is close to the surface (*i.e.* along the karst drain) and is shallower around. Altogether, these observations indicate that the karstic drainage mostly develops in C1, whereas lower resistivity zones, interpreted as weathered chalk, tend to slow and probably channel the water flow. In the east of the area, where the Triguères fault crosses the karstic

drainage, contours of the piezometric level are tighter in the west of the fault. This observation corroborates the hypothesis that faults have also an effect on the water flow in the Courtenay area.

According to the new elements provided by the airborne TDEM, we tentatively build a model for the development of Trois Fontaines karstic system (Figure 3.17).

Altogether, the orientation of the water flow seems to have been primarily controlled by the depositional geometry of chalk. The karst development exactly along C1 chalk dome axis, parallel to C2 chalk zone, strongly suggests a control of the hydrological system, at least partly by the nature and geometries of the two different chalk deposits. This also suggests that C2 (west of the area) is less favorable to water flow. However, this can only be conjectured, since no piezometer was available in this part of the study area.

3.8. Conclusion – Discussion

We have shown the ability of the airborne TDEM method to map at regional scale subsurface geological variations in the chalk, and therefore aid to understand the development of a karstic system under 15 to 20 m of weathering clays. A dual moment, high resolution, TDEM survey have been conducted in a Cretaceous chalk plateau in the Paris basin, which is an aquifer formation. The wide occurrence of the chalk heterogeneities and geometries have only recently been addressed (Lasseur, 2007) and recognized as complex (Surlyk et al., 2003). Thanks a detailed cross analysis, this study therefore provides new information to highlight chalk properties and the development of karst in such sedimentary deposit. Two main trends were revealed by the EM data and attributed to two geological phenomena. First, N-S low resistivity corridors were imaged at the top of the chalk and related to the weathering effect of faults in the study area (Figures 3.14a and b), in coherence between seismic and resistivity data (Figure 3.15). Second, it was possible to image a large scale SW-NE undulating lenticular geometry (Figures 3.14a, b and 3.16), which revealed channeling phenomena between two chalk C1 and C2 occurring at the time of deposition. This is consistent with regional observations made further north in the chalk in France and northern Europe by several authors (Quine and Bosence, 1991; Evans and Hopson, 2000; Lasseur, 2007; Surlyk, 1997; Surlyk and Lykke-Andersen, 2007).

Based on these TDEM results, a better understanding of the development of the karst system was also made possible. It was shown that the karstic drainage, previously evidenced by piezometric measurements, has developed in the deposit C1 (Figure 3.18). In fact, the Trois Fontaines karst has a SE-NW orientation located exactly along the axis of a dome of chalk C1. In addition, weathering, revealed in the chalk C1 by intermediate resistivities, obviously also play a role in the karst development as they correspond to piezometric domes (Figures 3.18 and 3.19), which are witnesses of slower water flow in subsurface. These weathered zones apparently tend to channel the water flow in the top-most part of the chalk.

On a methodological point of view, we have experienced a detailed interpretation of our resistivity model in terms of geology. Compared to existing methods usually used for geological modeling (*i.e.* borehole interpolation or approximate interpretation of geophysical models), our approach is based on a rigorous cross-analysis of geophysical signatures and borehole geological information. This led to a precise identification in the resistivity model of each of the referenced lithology in the study area (*i.e.* Quaternary deposits, clays, chalk). Based on this detailed geological/geophysical cross-correlation, comparisons between inverted resistivity models and data available in the study area (seismics, piezometric heads and boreholes) have all been satisfactory attesting of the good quality of the resistivity model and of the accurate discrimination in the resistivity model of each of the different lithologies. Even in the worst case of an E-W low resolution resistivity profile (perpendicular to the flightlines), we obtained a good correlation between EM results and borehole data (Figure 3.15). The cross-study methodology used in this study was facilitated due to the relative simplicity of the geology of the study area. Indeed, for a dominantly tabular geology, as in our study, the pseudo-2D layered inversion scheme (Auken and Christiansen, 2004) is well adapted. Moreover, the study of the chalk has been facilitated by the difference in term of resistivity between the chalk and clays (Figures 3.11 and 3.12) (Palacky, 1988). Despite the promising results, we must keep in mind the resolution limits of the TDEM method. Given that the geology is composed of a conductive layer above a resistive one, first, the depth of investigation of the EM method was reduced, which prevented investigating deeper in the chalk (Spies, 1989), and second, this can lead to artifacts in the resistivity model (Danielsen et al., 2003); the steeper the slope of the interface between clays and chalk is and the more the inversion may result in large fictitious conductive structures in the subsurface. Moreover, the sensitivity of the TDEM methods decreases with increase of resistivity, which prevented an even more detailed characterization of the resistive chalk.

The proposed geological model has been possible as C1 and C2 have distinct resistivity ranges. We were therefore able to image an undulating lenticular geometry in the chalk. However, we do not know why C2 is less resistive than C1. On the one hand, according to the similarity in resistivities between C2 and the N-S weathering corridors evidenced in C1, we could suggest that C2 has been weathered thus decreasing its resistivity. This assumption is consistent with the works of Quine and Bosence (1991) and Lasseur (2007) which state that, in undulating geometries, the infilling chalk is more porous. However, on the other hand, C2 could be genetically less resistive than C1. In these two cases, results suggest that C1 and C2 have not the same physical properties and so probably a different influence on the water flow. A piezometric measurement campaign in the west of the study area would be therefore very attractive in order to ascertain the formulated hypothesis concerning the role of C2 with respect to the development of the karst system. Moreover, Trois Fontaines karst is monitored for controlling the water quality, as agriculture is highly developed in the area (Baran et al., 2008). Comparison between water monitoring and the resistivity model could help to better understand the water circulation in the karst system.

Finally, the design of the survey was well adapted to the study of the Trois Fontaines karst. This provided an overview of the structuration of the karst system in its geological environment, what looks mandatory to better apprehend the karstic system. However, EM methods have to be coupled with other geophysical

methods in order to better characterize the hydrogeological system (Chalikakis et al., 2011). Indeed, we faced some interference between the resistivities related to weathering effects and that of the chalk C2 in the west of the study area (Figures 3.14a and b). For instance, seismic lines designed to study the subsurface at this location should be able to distinguish between both features. Moreover, given that we used airborne data for this study and despite a shallow resolution thanks to the low moment of the SkyTEM system (Sørensen and Auken, 2004), no features such as dolines could be characterized using these data. Ground measurements are therefore mandatory to further investigate relations between detailed surface hydrogeological evidences and our regional model.

3.9. Remarques

En complément à l'observation de géométries dans la craie de la région de Courtenay (Figure 3.7b), deux affleurements, situés dans l'alignement de C2 (Figure 3.20) présentent une craie très blanche, dont la couleur et la concentration plus importante en inocérames (coquillages marins ; photographie de droite sur la Figure 3.20) tranche nettement avec le reste de la zone. Cela pourrait alors indiquer la présence d'un dépôt de craie différent à cet endroit ; le taux plus important d'inocérames n'est pas anodin et est fréquemment associé à un creux de géométrie. Toutefois, trop peu d'observations ont pu être effectuées sur la zone d'étude pour permettre de valider l'hypothèse de la géométrie mise en évidence sur les résultats EM, principalement en raison du manque de reliefs.

Il faut également insister sur la nécessité de comparer les forages à une inversion « few layers » adaptée à la zone d'étude. En effet, d'une part, un nombre de couches trop peu important ne permet pas une bonne caractérisation des différentes lithologies référencées sur la zone d'étude ; d'autre part, un nombre de couches trop important induit inévitablement un lissage au niveau de la variation de la résistivité suivant la profondeur, biaisant ainsi l'analyse croisée avec les forages.

Enfin, notons également que l'interprétation du modèle de résistivité s'est faite sans tenir compte des conducteurs A et B (cf. Figures 3.1 et 3.3) dont la caractérisation n'a pu être approfondie. On s'aperçoit, cependant, en particulier sur les Figures 3.14 et 3.18, que l'interprétation proposée reste compatible avec la présence de ces deux formations conductrices.

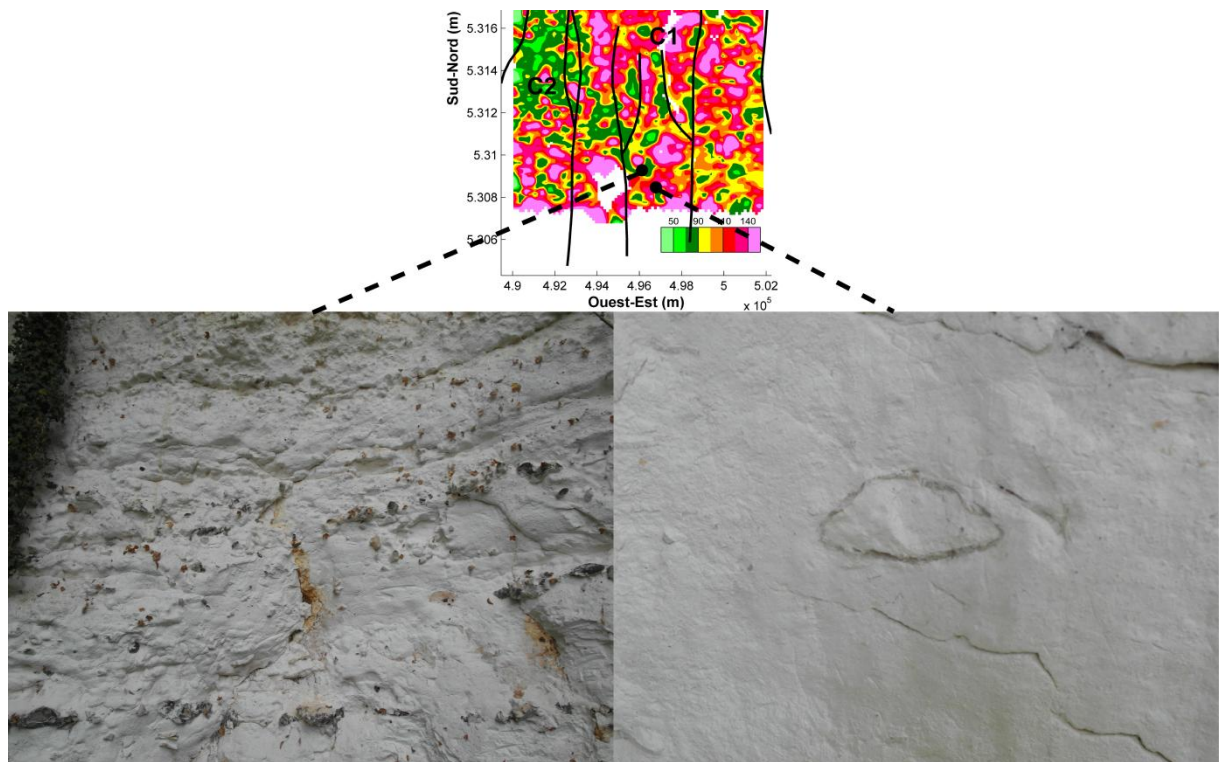


Figure 3.20 Affleurements de craie observés dans l'alignement du dépôt C2 ; un fossile d'inocérane est présenté sur la photographie de droite. La localisation des deux sites d'observations est indiquée sur la carte de distribution de résistivité au toit de la craie.

4. La SVD : un outil pour la caractérisation géologique ?

Au chapitre II, la SVD a été utilisée pour débruiter les données TDEM. Bien que leur analyse n'ait pas été abordée dans l'article, des composantes géologiques ont également été obtenues. Afin de tester leur potentiel en termes de caractérisation géologique rapide, utilisable dès l'acquisition, celles-ci ont été interprétées au regard des résultats présentés dans les précédentes parties du présent chapitre.

Les coefficients, contenus dans la matrice U (cf. équation 2.1 chapitre II partie 3.1) et appelés poids, définissent les différentes combinaisons linéaires des composantes géologiques permettant de reconstruire chacune des décroissances TDEM. Ces derniers devraient alors être comparables dans le cas de mesures caractérisant une même géologie. Ainsi, au travers d'une cartographie des poids associés à chaque composante identifiée comme « géologique », il est, a priori, possible d'obtenir une première visualisation des contrastes existant sur la zone, menant alors à une interprétation géologique préliminaire.

4.1. Correction de l'altitude de vol

La Figure 2.14 (cf. Chapitre II partie 4.4.3) a montré que la cartographie des poids associés à la première composante était directement corrélée avec la carte de l'inverse de l'altitude de vol. En effet, la pondération de la mesure moyenne, caractérisée par la première composante, est d'autant plus importante que l'amplitude de la réponse est forte. Or, celle-ci est très dépendante de l'altitude : plus l'altitude de vol est élevée et plus, au premier ordre, l'amplitude de la réponse est faible.

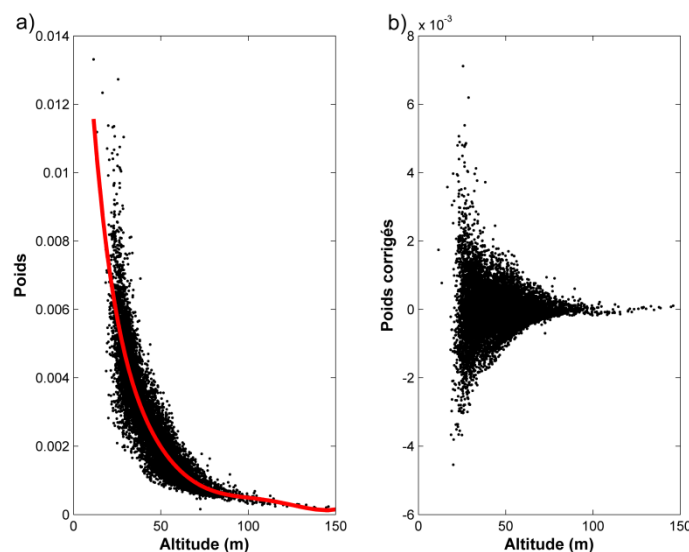


Figure 3.21 (a) Poids de la première composante en fonction de l'altitude de vol et résultat de l'ajustement polynômial (en rouge). (b) Poids corrigés en fonction de l'altitude de vol.

La Figure 3.21a présente les poids de la matrice U associés à la première composante en fonction de l'altitude de vol des mesures leur correspondant. Sur ce graphique, il apparaît clairement que l'importance des coefficients est directement liée à l'altitude de vol. De façon logique, celle-ci n'influence que les poids des toutes premières composantes. Ainsi, au premier ordre, l'information géologique expliquée par ces dernières est noyée dans les variations d'altitude de vol. Cet effet doit donc être retiré avant d'interpréter les cartes de poids.

Le traitement s'est fait par simple ajustement polynômial (courbe rouge sur la Figure 3.21a) ; ce dernier ayant été soustrait aux poids. On obtient alors un nuage de points centré sur zéro (Figure 3.21b). En effet, statistiquement, on a autant de courbes inférieures que supérieures à la mesure moyenne. Ce traitement a été appliqué à toutes les composantes géologiques.

4.2. Caractérisation géologique au travers des composantes

Les cartes de poids obtenues pour chaque composante géologique ont ainsi pu être interprétées en termes de contrastes géologiques. Pour cela, celles-ci ont été comparées aux distributions de résistivité par tranches de profondeur et confrontées à l'interprétation du modèle de résistivité présentée précédemment dans ce chapitre.

La carte de poids de la première composante, corrigée de l'altitude, est présentée sur la Figure 3.22b.

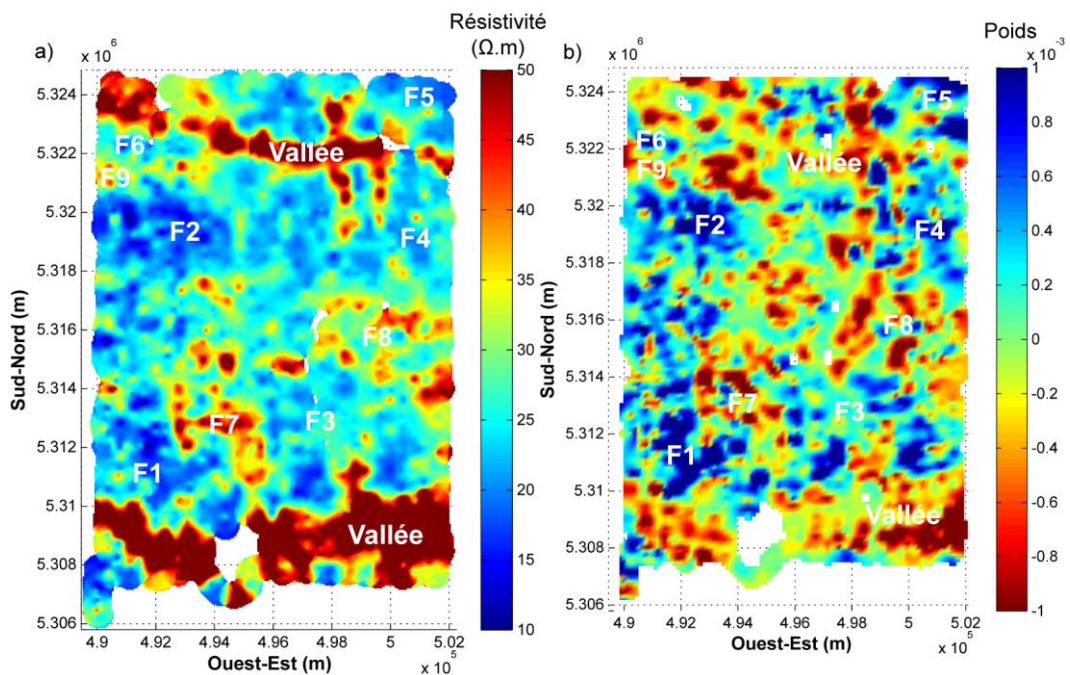


Figure 3.22 Comparaison entre (a) la distribution de résistivité (krigeage), obtenue par inversion, entre 0 et 10 m de profondeur et (b) la carte de poids de la première composante (courbure minimale).

En la comparant à la distribution de résistivité, obtenue par inversion, entre 0 et 10 m de profondeur (Figure 3.22a), on s'aperçoit alors qu'il existe plusieurs similitudes. Ainsi, des zones remarquables et numérotées de F1 à F9 sont visibles sur les deux cartes. Les poids positifs et négatifs semblent correspondre respectivement aux formations conductrices superficielles de résistivité inférieure à $20 \Omega.m$ (F1 à F6) et à la présence de zones plus résistantes (*i.e.* supérieure à $35 \Omega.m$, F7, F8 et F9) ; précédemment mises en évidence lors de l'analyse croisée entre le modèle de résistivité et les forages (cf. points bleus sur la Figure 3.13b). En tant que zones résistantes, de par la présence des alluvions (cf. points jaunes sur la Figure 3.13b), les deux vallées apparaissent également clairement sur les deux cartes. Notons que les signes des poids dépendent directement de celui de la composante associée et n'ont pas de signification physique ; un poids positif ou négatif peut aussi bien caractériser un conducteur qu'un résistant.

La cartographie des poids associés à la deuxième composante géologique (Figure 3.23b) a ensuite été comparée à la distribution de résistivité obtenue entre 10 et 20 m de profondeur (Figure 3.23a). Là encore, les contrastes de résistivités peuvent être retranscrits en contrastes de poids. Ainsi, les deux zones conductrices remarquables (F1 et F2) sont marquées par des coefficients positifs. La partie résistante, au centre de l'aire d'étude (F3), quant à elle, correspond à des poids négatifs. On reconnaît ici, la présence du dôme de craie C1 au niveau de F3 ; F1 et F2 caractérisant un épaissement de la couche d'argiles d'altération. On identifie encore la vallée au sud de la zone, celle au nord étant plus difficilement discernable. On note également la présence de la formation conductrice A, mise en évidence par les résultats précédents (*e.g.* Figures 3.1j).

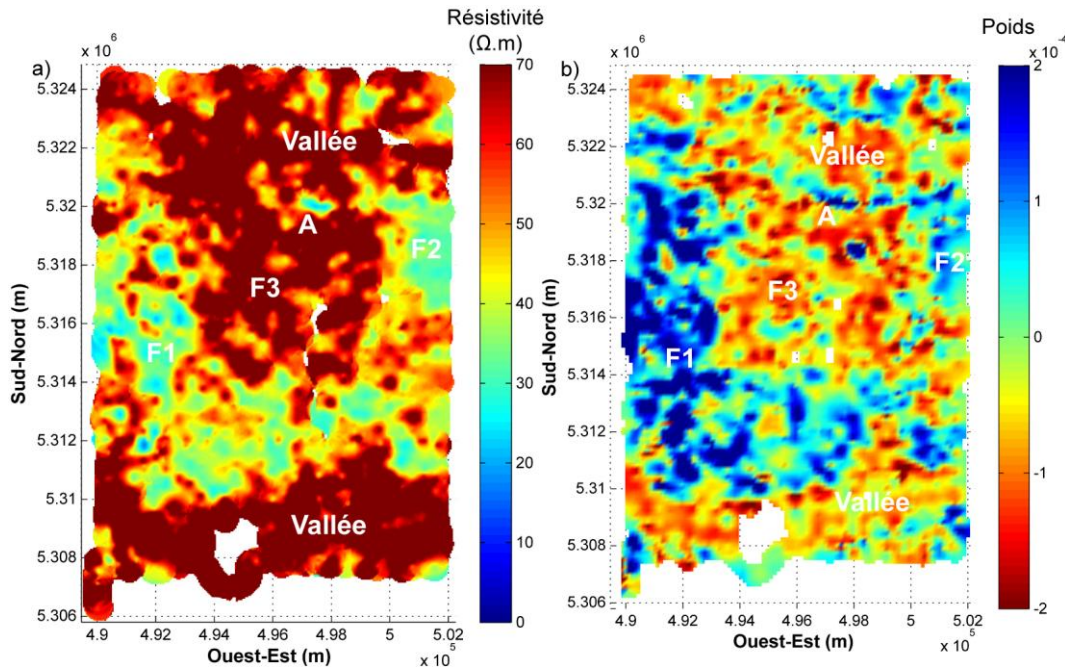


Figure 3.23 Comparaison entre (a) la distribution de résistivité (krigeage), obtenue par inversion, entre 10 et 20 m de profondeur et (b) la carte de poids de la deuxième composante (courbure minimale).

La distribution de résistivité obtenue entre 50-120 m de profondeur (Figure 3.24a) a ensuite été comparée à la carte des poids associés à la troisième composante (Figure 3.24b). Une fois de plus, des similitudes

apparaissent entre les deux cartes. Notons l'importante tranche de profondeur caractérisée par cette composante.

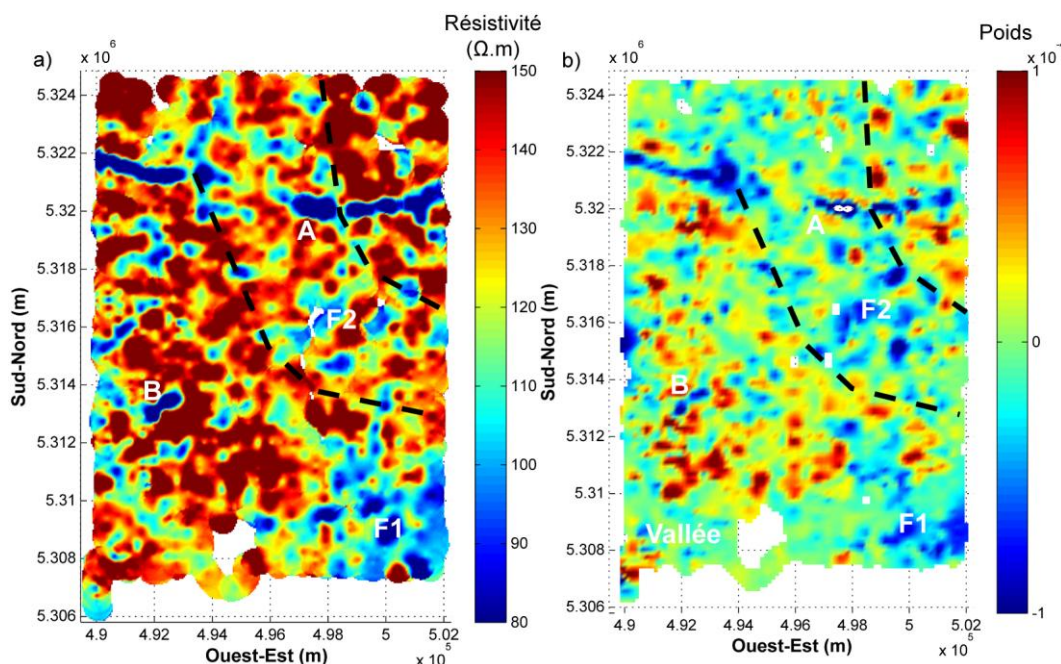


Figure 3.24 Comparaison entre (a) la distribution de résistivité (krigeage), obtenue par inversion, entre 50 et 120 m de profondeur et (b) la carte de poids de la troisième composante (courbure minimale).

Les formations conductrices A et B et deux zones plus conductrices (F1 et F2), associées à des poids négatifs, à l'est, sont visibles sur les deux cartes. Celles-ci mettent également en évidence un couloir dans la craie (tiretés noirs sur la Figure 3.24), caractérisé par des résistivités moins importantes et l'absence de poids positifs importants. Ce dernier se trouve être localisé au niveau du karst des Trois Fontaines et coïncide avec la discontinuité observée pour la formation conductrice A. Toutefois, au cours du travail de thèse, aucune interprétation n'a pu être avancée afin d'expliquer cette observation.

Enfin, la distribution de résistivité obtenue entre 20-40 m de profondeur (Figure 3.25a) a été comparée à la carte des poids associés à la quatrième composante (Figure 3.25b). Cette fois-ci, les ressemblances apparaissent moins nettement. En effet, contrairement à une distribution de résistivité qui est représentative d'une certaine tranche de profondeur, de manière général, les contrastes mis en évidence par une composante ne sont pas nécessairement cohérents en termes d'information géologique (*i.e.* les composantes expliquent ce qui n'a pas encore été caractérisé par celles qui les précèdent). Les fortes ressemblances observées entre les cartes des Figures 3.22, 3.23 et 3.24 viennent en partie du fait que la SVD est appliquée sur des décroissances (*i.e.* la variance diminue avec le numéro de la fenêtre de mesure) : les premières fenêtres ont tendance à être expliquées en premier ; le caractère tabulaire de la géologie de la zone jouant probablement aussi. La formation résistante F2 au centre n'est donc plus identifiable sur la quatrième composante (Figure 3.25b) alors que bien visible sur la distribution de résistivité (Figure 3.25a). Toutefois, une formation mise en évidence lors de l'interprétation du modèle de résistivité semble être expliquée par cette composante. Ainsi, le dépôt de craie C2, localisé par F1 et F3 et caractérisé par des résistivités relativement faibles, est également visible sur la carte des poids et associé à des poids négatifs. Sans information a priori, il peut,

néanmoins, être difficile de le discerner sur la Figure 3.25b. Notons que la formation conductrice A est toujours visible sur les deux cartes.

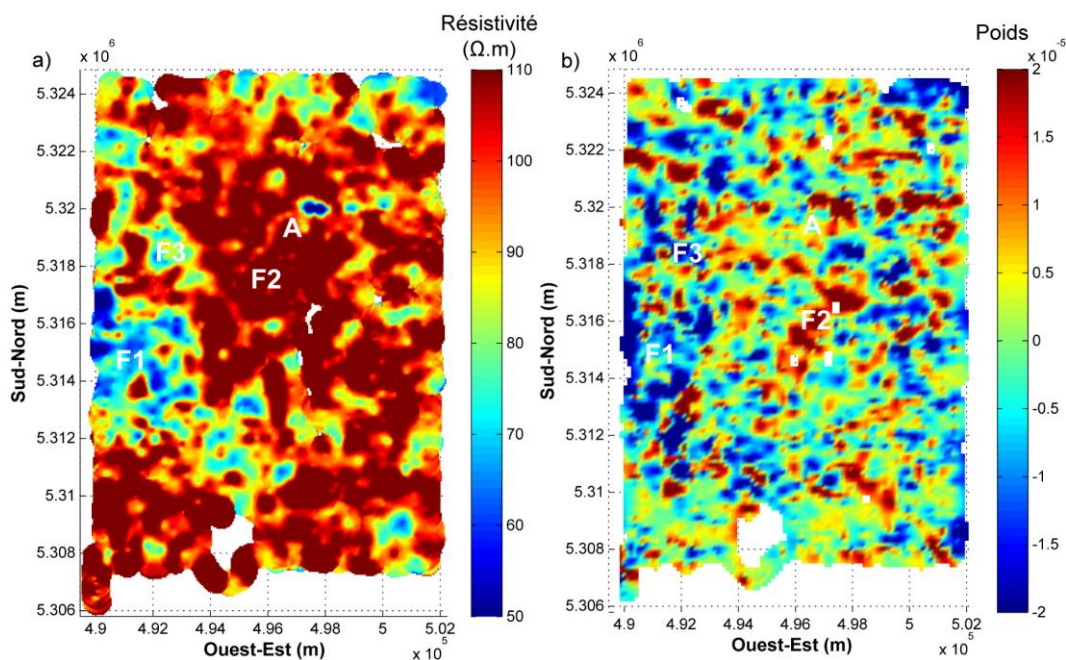


Figure 3.25 Comparaison entre (a) la distribution de résistivité (krigeage), obtenue par inversion, entre 20 et 40 m de profondeur et (b) la carte de poids de la quatrième composante (courbure minimale).

Les cartographies des poids des autres composantes géologiques (*i.e.* 5, 6 et 8) n'ont pu être interprétées en termes de contrastes de résistivité, celles-ci présentant surtout des variations hautes fréquences.

Les comparaisons entre les distributions de résistivité à différentes profondeurs et les cartes de poids de quatre composantes géologiques ont montré qu'il était possible d'accéder à une première interprétation des données TDEM grâce à la SVD. Ainsi, le filtrage SVD peut se révéler très utile durant l'acquisition, d'une part, en réalisant un débruitage rapide et précis des données mesurées et, d'autre part, en apportant les premiers éléments de contexte géologique en profondeur sur la zone d'étude. De plus, les contrastes mis en évidence sur les cartes de poids des composantes géologiques peuvent s'avérer être difficilement identifiables sur les distributions de résistivité, sans une échelle de couleur adaptée (*e.g.* Figure 3.24), et sont donc utiles pour contraindre l'interprétation du modèle de résistivité. Enfin, les similitudes observées entre les différentes cartes tendent à confirmer la fiabilité du modèle de résistivité sur lequel se sont faites les interprétations durant la thèse.

Chapitre IV

—

Modélisation géologique 3D

L'analyse croisée, réalisée précédemment, a permis d'identifier les principales lithologies au sein du modèle de résistivité. Ainsi, le toit de la craie, identifiable sur chaque modèle 1D, a pu être cartographié sur toute la zone d'étude. Une méthodologie utilisant ce dernier pour contraindre le modèle géologique de Courtenay est discutée dans la suite.

1. Problématique de modélisation

L'objectif de l'étude était d'obtenir un modèle précis et détaillé du toit de la craie sur toute la zone. En effet, sa connaissance est d'une grande importance à la fois pour étudier le système karstique et pour cartographier l'épaisseur des argiles à silex, ces dernières ayant un important potentiel d'utilisation dans l'industrie des matériaux de construction. Pour cela, l'utilisation conjointe des données de forages et du modèle de résistivité est apparu indispensable.

Une première approche – qui est la plus courante en géophysique, pour autant qu'on ait les moyens de la mettre en œuvre – aurait été de contraindre directement l'inversion des données TDEM en incluant de forts a priori au niveau des forages. Néanmoins, ces derniers sont très éparpillés et pas nécessairement localisés à proximité des lignes de vol. Beaucoup n'auraient donc pu être utilisés en appliquant cette méthodologie. De plus, la contrainte reste très locale et peut, si cette dernière est trop forte, introduire des problèmes de stabilité lors de l'inversion. Cette solution n'est pas apparue être la plus adaptée à la problématique énoncée et n'a donc pas été retenue.

Le choix s'est alors porté sur le développement d'une méthode intégrant l'information géologique issue du modèle de résistivité (*i.e.* dans notre cas, le toit de la craie TDEM) au sein d'une modélisation géologique « classique ». Dans sa forme la plus simple, celle-ci consiste à interpoler (*e.g.* krigeage) l'information contenue dans les forages (*i.e.* les transitions entre les différentes lithologies). Toutefois, afin d'améliorer la précision du modèle, celui-ci peut également être contraint par d'autres données géologiques complémentaires. Ainsi, les points d'affleurement visibles sur les cartes géologiques ou les coupes disponibles sur la zone (Kaufmann et Martin, 2008) sont généralement utilisés et permettent de définir des points de passage pour les interfaces. Le développement d'une méthode de krigeage avec dérive externe a également permis d'intégrer des données d'orientation et de pendage afin de retranscrire au mieux les observations de terrain : plan de stratification, foliation et plan de clivage (Lajaunie et al., 1997).

La Figure 4.1a présente le modèle géologique du toit de la craie obtenu en considérant toutes les données géologiques disponibles, c'est à dire, à la fois les forages présents sur la zone et les affleurements tracés sur la carte géologique (cf. Figure 3.8 Chapitre III partie 3.4.). On s'aperçoit alors que le modèle permet de caractériser principalement les grandes longueurs d'onde, et ce, même avec un nombre important de forages (129). En effet, par rapport à la surface considérée, les données géologiques restent peu nombreuses et très éparpillées (cf. Figure 3.8 Chapitre III partie 3.4.). En regardant le toit de la craie TDEM (Figure 4.1b), obtenu en interpolant l'altitude du haut de la couche de craie identifiée dans chaque modèle de résistivité 1D, on s'aperçoit que ce dernier est bien plus détaillé et permet de mettre en évidence des variations de plus petites longueurs d'onde. A ce stade, la prise en compte du modèle géophysique semble particulièrement intéressante afin de contraindre la modélisation géologique. Ainsi, Jørgensen et al. (2010) ont intégré directement l'interprétation faite du modèle de résistivité à la modélisation géologique. Toutefois, le modèle

issu d'une inversion géophysique seule comporte des incertitudes et de possibles dérives. Tout comme les données géologiques, les données géophysiques doivent être contraintes lors de la modélisation géologique.

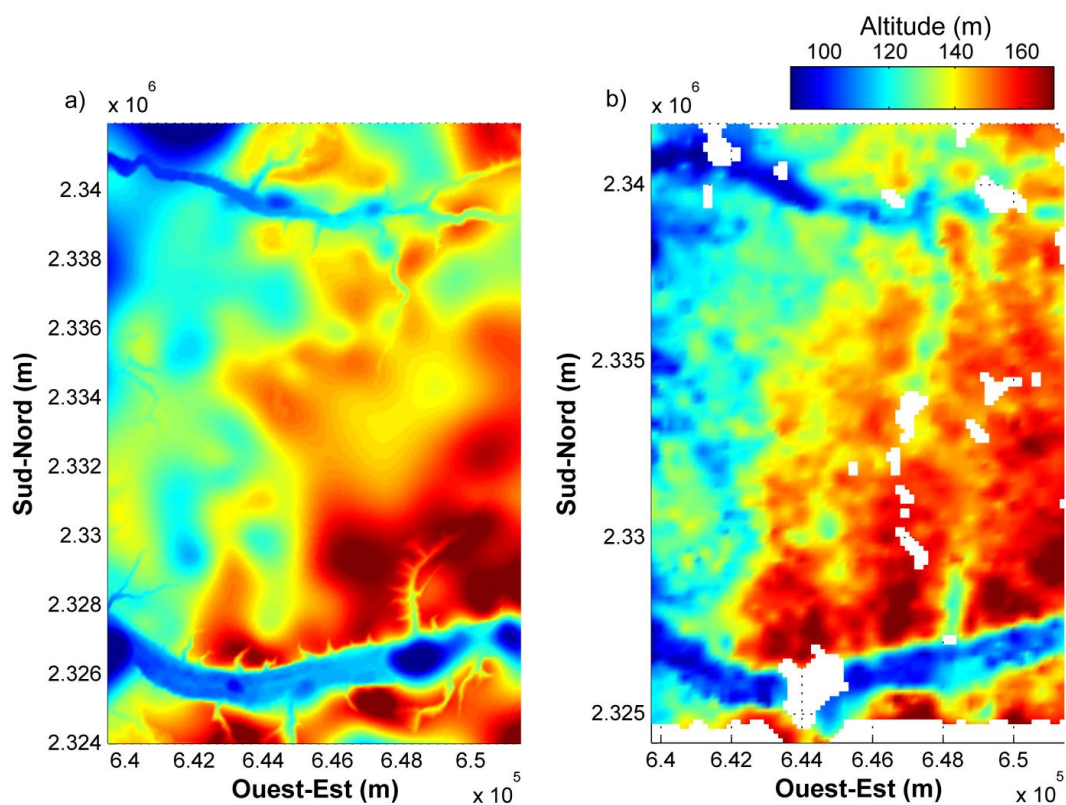


Figure 4.1 *Modélisation du toit de la craie, (a) géologique et (b) EM.*

2. Extraction de données d'orientation et de pendage

Bien qu'incertain à plusieurs niveaux, le toit de la craie issu du modèle de résistivité peut néanmoins être considéré comme un bon a priori de la géométrie de l'interface sur la zone d'étude. La méthode mise au point a alors consisté à retranscrire les variations du toit de la craie TDEM sous forme de pentes ; ces dernières pouvant ainsi être prises en compte lors de la modélisation géologique en tant que données d'orientation et de pendage. Le logiciel Geomodeller® a été utilisé pour réaliser les différentes modélisations présentées dans cette thèse. La méthode ainsi mise en place permet de réaliser une modélisation géologique globale à l'échelle de la zone d'étude, où les forages et les pentes géophysiques servent à contraindre respectivement la profondeur du toit de la craie et sa géométrie.

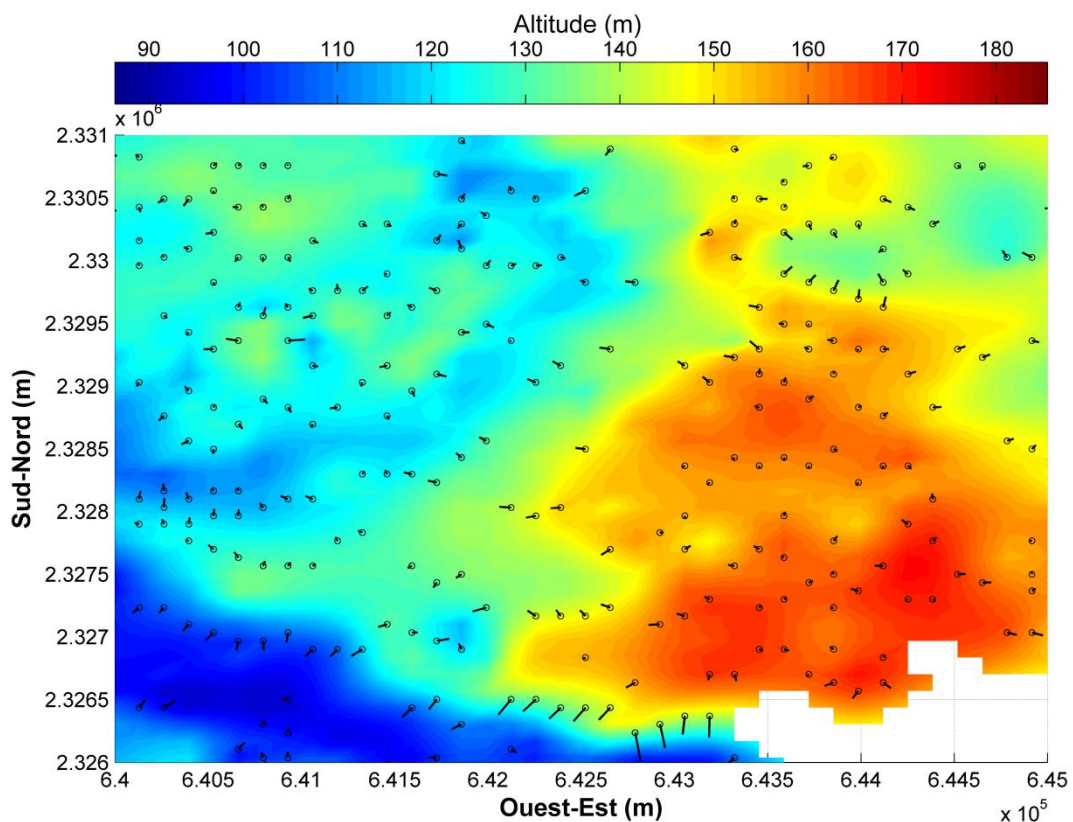


Figure 4.2 Altitude du toit de la craie TDEM. Les cercles et lignes noires, de longueurs proportionnelles à la valeur du pendage, montrent la position, le pendage et l'orientation des pentes échantillonnées.

Le calcul des pentes a été fait sur la grille d'altitude du toit de la craie TDEM en utilisant les formules de Burrough et McDonnell (1998). 8000 pentes, caractérisant la géométrie du toit de la craie, ont tout d'abord été obtenues. Toutefois, le temps de calcul du modèle géologique est très dépendant du nombre de données considéré. Un échantillonnage des pentes s'est donc avéré nécessaire afin de retranscrire au mieux la géométrie du toit de la craie TDEM avec un minimum de données. Des zones, caractérisées par des changements d'orientation et de pendage peu significatifs, ont alors été définies numériquement et des pentes moyennes, à l'intérieur de chacune d'elles, ont été calculées. 2391 pentes ont ainsi été utilisées dans la suite.

Le résultat de l'échantillonnage est présenté sur la Figure 4.2. Les variations principales du modèle géophysique semblent alors être retranscrites au travers des pentes échantillonnées ; notons que des tests ont été effectués en utilisant plus de données sans qu'une quelconque amélioration de la modélisation géologique ultérieure n'ait été perçue.

3. Paramétrisation de la modélisation jointe

Pour calculer le modèle joint du toit de la craie sur la zone de Courtenay, les pentes échantillonnées ont été importées dans le logiciel Geomodeller®. Celui-ci nécessite cependant de définir différents paramètres (Figure 4.3), influençant directement la qualité du modèle interpolé.

3D Paramètres d'interpolation du modèle

Portée: 22000, m

Effet de pépite sur les

points de passage: 0.000001

données d'orientation: 0.01

Degré de la dérive: 1

anisotropie

☐ Anisotropique

Azimut: 0,

Pendage: 0,

Hauteur: 0,

Portée en X: 22000, m

Portée en Y: 22000, m

Portée en Z: 22000, m

Aide OK Fermer

Figure 4.3 Présentation des paramètres d'interpolation à définir sous Geomodeller®.

- la portée, définit la zone d'influence des données de forages et de pentes. Par défaut, sa valeur est égale à la diagonale de la zone d'étude. Pour exemple, une portée très faible donnera un modèle globalement monotone possédant très localement, au niveau des données, des variations importantes (*i.e.* des pics) ;
- l'effet de pépite sur les données de forage, définit un équilibre entre le lissage du modèle et le respect strict des points de passage (*i.e.* plus la valeur est faible et moins le modèle sera lissé). Par défaut la valeur est de 10^{-6} , correspondant à un effet de lissage faible ;
- l'effet de pépite sur les données de pente, définit un équilibre entre le lissage du modèle et le respect strict des orientations (*i.e.* plus la valeur est faible et moins le modèle sera lissé). Par défaut la valeur est de 10^{-2} , correspondant à un effet de lissage important ;

- le degré de la dérive permet de soustraire une tendance aux données afin de stabiliser la modélisation : 0 n'introduit aucune dérive, 1 correspond à une dérive linéaire et 2 considère une dérive quadratique ;
- une anisotropie peut également être introduite.

Afin de paramétrer au mieux la modélisation jointe, l'influence des effets pépites et de la portée a été étudiée au travers de nombreux tests ; aucune anisotropie n'a été considérée et le degré de la dérive a été fixé à 1, sa valeur par défaut. Tout d'abord, les 129 forages ont été répartis aléatoirement dans deux groupes, celui de contrôle et celui de contrainte (Figure 4.4). Le groupe de contrôle regroupe les forages non-pris en compte pour le calcul, et utilisés ensuite pour évaluer la prédictivité du modèle en différents endroits. Le groupe de contrainte est composé des forages pris en compte pour interpoler l'interface. Cette étape a été répétée plusieurs fois menant à la création de différents jeux de forages, tirés aléatoirement. Ensuite, pour chacun d'eux, plusieurs modélisations, dont les paramètres étudiés (*i.e.* les deux effets pépites et la portée) variaient, ont été calculées. Enfin, l'erreur entre les modèles obtenus et le toit de la craie référencé dans les forages de contrôle et de contrainte a été évaluée. Pour cela, différents indicateurs ont été regardés : l'erreur maximale, minimale, l'écart-type, la moyenne et la médiane ; les calculs d'erreurs ayant été effectués sur les valeurs absolues.

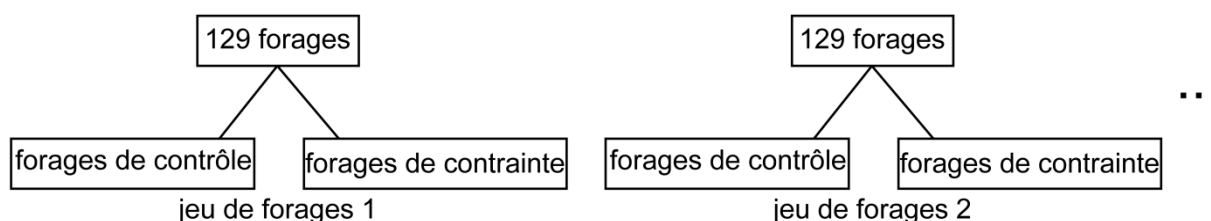


Figure 4.4 Création des différents jeux de forages ayant servi à évaluer la précision des modèles calculés.

Les forages de contrôle et de contrainte résultent d'une répartition aléatoire des 129 forages d'origine.

Pour des valeurs raisonnables de l'effet de pépite sur les pentes, aucune influence significative n'a été observée sur la précision du modèle ; ceci étant principalement dû au nombre importants de données sur la zone (*i.e.* 2391). Dans la suite, ce paramètre a donc été fixé à 10^{-6} pour un minimum de lissage. La portée a , quant à elle, été testée, tous les 500 m, entre 1000 et 3000 m et trois valeurs (10^{-6} , $5 \cdot 10^{-6}$ et 10^{-5}), traduisant une augmentation du lissage, ont été considérées pour l'effet de pépite sur les forages.

La Figure 4.5 présente les erreurs moyennes observées en fonction de la portée, au niveau des forages de contrainte et de contrôle, pour les trois valeurs de l'effet de pépite retenues, et ce, pour cinq jeux de données différents. Ces derniers sont composés de 10 % de forages de contrôle et de 90 % de forages de contrainte. Notons que, pour plus de clarté, seule la moyenne de l'erreur est présentée ici ; les autres indicateurs ayant montré des tendances similaires.

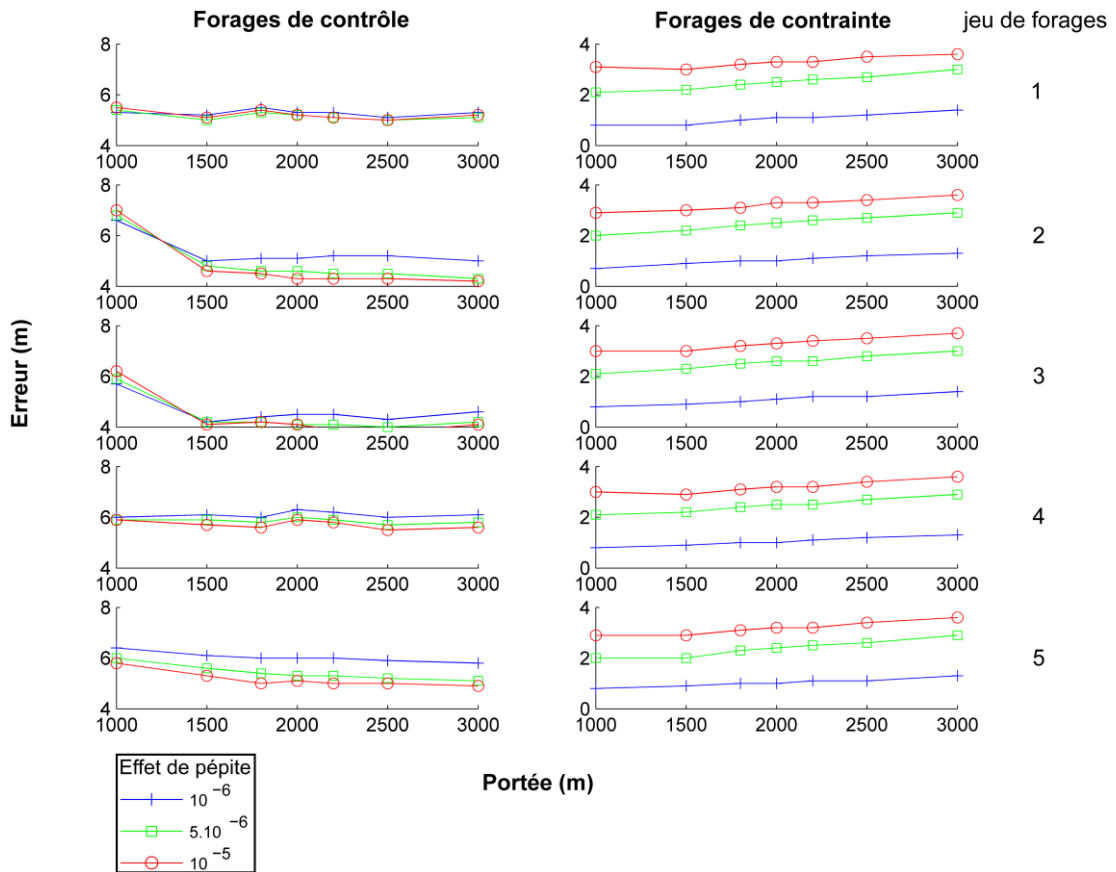


Figure 4.5 Erreurs moyennes obtenues en fonction de la portée, au niveau des forages de contrôle et de contrainte, pour les cinq jeux de forages considérés. Les croix bleues, les rectangles verts et les ronds rouges indiquent respectivement des effets de pépite sur les forages de 10^{-6} , 5.10^{-6} et 10^{-5} .

Au niveau des forages de contrainte, on peut voir que, quel que soit le jeu de forages, l'erreur augmente avec l'effet de pépite et la portée. Ce résultat traduit le fait que plus le cercle d'influence des données est grand et/ou moins la contrainte sur les forages est élevée, plus le modèle sera lissé. Ce dernier tiendra donc de moins en moins compte des variations locales. Il va alors de soi qu'il est préférable de minimiser l'erreur au niveau des forages de contrainte. Néanmoins, des imprécisions, dues au processus inhérents au forage (*e.g.* décalage entre la profondeur atteinte et la remontée du matériel en forage destructif), à l'utilisation et l'analyse de forages de mesure des temps verticaux et à la subjectivité de l'opérateur, peuvent exister au niveau des logs géologiques. De plus, en contexte crayeux, l'interface est potentiellement très rugueuse et difficile à repérer, étant donné les nombreuses figures de dissolution que l'on peut observer (Quesnel, 1997). Une erreur sur les forages de contraintes est donc acceptable sur le modèle final. Notons également que celle-ci ne reflète qu'une précision très locale de la surface modélisée.

L'erreur observée sur les forages de contrôle est, d'une certaine façon, plus importante à prendre en compte pour la qualité du modèle final, puisque représentative de sa prédictivité sur toute la zone d'étude. Au niveau de ces derniers, on observe, là encore, des tendances similaires entre les différentes modélisations, quel que soit l'effet de pépite sur les forages. On remarque que pour une portée de 1000 m, l'erreur est tantôt proche de celles observées pour 1500 à 3000 m (*e.g.* jeux de forages 1 et 4 Figure 4.5) et tantôt distinctement supérieure (*e.g.* jeux de forages 2 et 3 Figure 4.5). 1000 m apparaît donc être une portée trop faible pour

obtenir une erreur optimale, quelle que soit la configuration des forages. Entre 1500 et 3000 m, l'erreur semble moins fluctuer. On note cependant une faible décroissance lorsque la portée augmente (*e.g.* jeux de forages 2 et 5 Figure 4.5). De plus, un effet de pépite de 10^{-6} donne les erreurs les plus importantes pour toutes les configurations de forages considérées (*e.g.* jeux de forages 2 et 5 Figure 4.5). La contrainte sur les forages est, semble-t-il, trop importante pour rendre compte au mieux de l'altitude du toit de la craie référencée dans ceux de contrôle. Les imprécisions existantes sur les logs géologiques ainsi que la rugosité de l'interface, toutes deux induisant des décalages entre les interprétations des différents forages, peuvent, en partie, expliquer ce résultat. Un lissage au niveau des forages de contrainte semble donc nécessaire.

D'après la Figure 4.5, outre une portée de 1000 m et/ou un effet de pépite sur les forages de 10^{-6} , le choix des paramètres semble plutôt libre étant donné les faibles écarts entre les erreurs observées. Toutefois, d'après les nombreux tests effectués, une portée de 2500 m et un effet de pépite sur les forages de $5 \cdot 10^{-6}$ ont semblé être le meilleur compromis en termes d'erreur observée à la fois sur les forages de contrôle et de contrainte.

Les paramètres de modélisation ainsi fixés, le modèle joint a ensuite été comparé à ceux purement géologique et géophysique, afin d'évaluer l'apport de la méthodologie développée ici.

4. Airborne time domain electromagnetic data combined with boreholes in an optimal 3D geological modeling

Cette partie a fait l'objet d'un article en vue d'une soumission à la revue *Geophysical Prospecting* :

Reninger P.-A.^a, Martelet G.^a, Perrin J.^a, Deparis J.^a, Chen Y.^a

^aBRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France

4.1 Abstract

We investigate a novel way to introduce resistivity models deriving from airborne Time Domain ElectroMagnetic (TDEM) surveys into regional geological modelling. Standard geometrical geological modelling can be strengthened using geophysical data. Here, we propose to extract geological information contained in a resistivity model in the form of local slopes putting new constraints to the geological interfaces. We then introduce this information in the geological modelling of the subsurface. The proposed method is illustrated on an airborne TDEM survey conducted in the region of Courtenay (France). First, a cross-analysis between boreholes and the resistivity model allowed properly characterizing the chalk, in terms of resistivity and depth, and therefore mapping the “TDEM top of the chalk”. Slopes were then sampled on this “geophysical surface” and jointly interpolated (co-kriged) with the geological top of the chalk documented in the boreholes. In order to evaluate the contribution of geophysical slopes in the modelling, the accuracy of the modelled surface was compared to both pure geological and pure geophysical models for different borehole configurations. The proposed joint modelling yields the most accurate top of the chalk whatever the number and location of boreholes taken into account. Compared to standard geological modelling, the approach introduces in between boreholes additional details made available from geophysical results. Compared to conventional iso-resistivity interpretation of the geophysical model, it reduces both drift effects and the misfit at control boreholes. The method therefore improves what is commonly obtained with geological or geophysical data, making it very attractive for detailed 3D geological modelling of the subsurface.

4.2. Introduction

3D Geological modelling, very used in oil industry, is increasingly being adapted in various domains (Chilès et al., 2004). It is a very useful tool to visualize and predict extension of geological structures (Turner, 2006). It commonly results of the interpolation of the information available in boreholes, cross-sections and/or geological maps (Kaufmann and Martin, 2008). Recent geostatistical implementation of kriging with external drift has benefitted to geological modelling since orientation and dip of geological formations observed in the field can now be considered to constrain 3D geometries (Lajaunie et al., 1997; Calcagno et al., 2008). However, often geological data are scarce and scattered, inducing large uncertainties on 3D geological models. Geophysics is a good candidate to complement geological data at depth since it provides supplementary information to surficial data. In previous studies the use of seismic data or the inversion of gravity, magnetic data has proven useful to reduce uncertainty at depth and so defining more robust geological models (*e.g.* Martelet et al., 2004; Guillen et al., 2008). Airborne Time Domain ElectroMagnetic (TDEM) data could constrain the geology in the subsurface. Indeed, the ability of this method to provide large-scale detailed resistivity mapping of the subsurface has been shown in several studies (D'Ozouville et al., 2008; Viezzoli et al., 2010). Jørgensen et al. (2010) used the geological interpretation of TDEM results directly in a 3D geological modelling in a favorable context with a conductive layer at depth. However, resistivity models deriving from TDEM data may suffer from uncertainties for depth positioning of lithological layers, particularly in the case of a surficial conductive layer. Thus, in order to obtain a precise 3D geological model of the subsurface, we propose to constrain geological data with TDEM data and conversely. We feature a joint interpolation of geological data with TDEM results. The novel method developed consists in adding to borehole geological constraints, information of local slopes derived from the resistivity model.

The proposed method is illustrated with an airborne TDEM survey conducted near Courtenay (France), in February 2009 by SkyTEM ApS. The survey, requested by BRGM (French geological survey) covers 11.2 x 16.5 km². Being designed for geological and hydrogeological purposes, it provides a semi-detailed EM coverage of the studied area. The survey was flown in the north-south direction with 400 m line spacing. The spacing between each EM sounding along flight lines was around 30 m; this represents approximately 12 000 EM soundings all over the area.

The studied area is located within Paris Basin. Its morphology is that of a Cretaceous chalk plateau overlain by about 15 m of weathering clays with flints, together with local thin Quaternary deposits. The geology is almost layered. However, an accurate knowledge of the depth of the top of the chalk over the area is crucial for hydrogeological (*i.e.* karstic terrain) or industrial (*i.e.* clay thickness) needs. Courtenay area is well documented with 129 boreholes gathered in the BSS (Banque de données du Sous-Sol). These boreholes penetrate the top of the chalk; they were drilled for water purpose or as part of seismic studies (Courtenay area is also an oil field) to characterize the low velocity zone. In a previous study, borehole depth information supplemented by geological outcrops allowed producing a standard 3D geological model.

The aim of our work was to propose a novel method for combining geological information from boreholes with a resistivity model in order to enhance the geological modelling. For this purpose, TDEM results were included in the geological modelling in the form of slopes and their contribution was evaluated. First, the top of the chalk over the study area was identified in the resistivity model and local slopes of this interface were sampled. Second, the accuracy of the joint modelled surface was compared to both pure geological and pure geophysical models for different sets of boreholes. Statistical evaluation of the new joint geological/geophysical modelling method is discussed.

4.3. Heliborne TDEM data

The SkyTEM is a helicopter-borne TDEM system (Sørensen and Auken, 2004; Auken et al., 2007) developed for hydrogeophysical and environmental investigations by the Hydro Geophysics Group (HGG) at the University of Aarhus, Denmark. SkyTEM system operates in a dual transmitter mode. The Low Moment provides early time data for shallow imaging, whereas, the High Moment allows measuring later time data for deeper penetration. In Courtenay survey, the Low Moment had a magnetic moment of approximately 3760 Am² with time gates from about 11 to 115 μ s and the High Moment had a magnetic moment of approximately 140000 Am² with time gates from 73 μ s to 9 ms. For a given magnetic moment and noise level, the depth of investigation is function of the subsurface conductivity as well as the bandwidth used (Spies, 1989). In the context of our study, the maximal depth of investigation is about 150 m. This allowed investigating properly the top layers of the chalk underneath a clayish conductive cover (<50 Ω .m; Reninger et al., 2012).

Navigation data as GPS position, altitude and tilts of the transmitter loop were processed using filters developed by Auken et al. (2007). As part of an environmental study in an anthropized area, particular attention was paid to properly remove noise from the data. TDEM data were processed with a singular value decomposition filter which allowed locating and removing most natural and cultural noises (Reninger et al., 2011). This was needed to ensure optimal quality data, as small variations in the response were expected (Sørensen and Auken, 2004). Data were then inverted using the Laterally Constrained Inversion algorithm (LCI) (Auken and Christiansen, 2004; Auken et al., 2005). The LCI is a pseudo-2D inversion scheme; vertical and lateral (along the flight line) constraints are applied on 1-D earth models divided into n layers, each being defined by a thickness and a resistivity. In addition, altitude of the transmitter is also inverted. Results were first obtained with a smooth inversion (19 layers for each 1-D model) in order to pre-evaluate the resistivity distribution and adapt the number of layers to the study area. In the following, the study is based on a 5 layer inversion, which better discriminates geological interfaces and resistivity contrasts than a smooth inversion. This was mandatory to properly compare inversion results to boreholes' geological data. The Depth Of Investigation (DOI) has also been determined during the five layer inversion (Christiansen and

Auken, 2010). DOI evaluate the reliable range of depths for each 1D inverted resistivity model. Depths exceeding the DOI have therefore been removed from the TDEM inversion results.

4.4. Implemented methodology

In order to identify the top of the chalk in each of the 1D layered resistivity models, borehole data were precisely correlated with TDEM results. This work is summarized below, a more detailed description can be found in Reninger et al. (2012).

All over the area, we interpolated in 2D the resistivities and thicknesses of each of the five inverted layers, in order to keep as much vertical resolution as possible. Then, at each borehole location, we sampled the distribution of the interpolated resistivity as a function of depth (*i.e.* in each of the five layers). We associated to each lithology, referenced in the boreholes (Quaternary deposits, clays and chalk), the corresponding interpolated resistivities. This allowed identifying properly each of the lithologies in the 1D layered resistivity models. The top of the chalk, identified in each EM sounding, was then mapped using a minimum curvature (Figure 4.6).

Since the “geophysical interface” results from inversion, it suffers from uncertainties and possible drifts. However, its geometry may properly approximate the actual variations of the top of the chalk over the area. We propose therefore an original joint processing of the geological and geophysical information in a single combined 3D geological interpolation: in this method, slopes of the “geophysical interface” serve as external drift in the kriging of the geological interface constrained at boreholes.

Slopes were calculated according to Burrough and McDonnell (1998); each slope being defined by its orientation and dip. We extracted about 8000 slopes describing the geometry of the “geophysical interface”. However, the computation time of the geological modelling is highly affected by the number of input data. Thus, in order to reproduce the surface with fewer slope data, we sampled the slopes considering both variations of orientations and dips; defining intervals of distance in which these two parameters do not vary significantly and calculating their average value for each interval. In this study, we finally described the “geophysical interface” with 2391 slopes; corresponding to a computation time of the model of about 40 min on a standard PC. Figure 4.6 displays the sampled slopes superimposed on the “TDEM top of the chalk”. The main trends appear to be reproduced; tests were made with more slopes without significant changes in the results presented in the following. Slopes were then introduced in the geological modelling: we computed a combined geophysical-geological geometry of the top of the chalk by kriging the geological interface documented in boreholes with an external drift defined by the geophysical slopes.

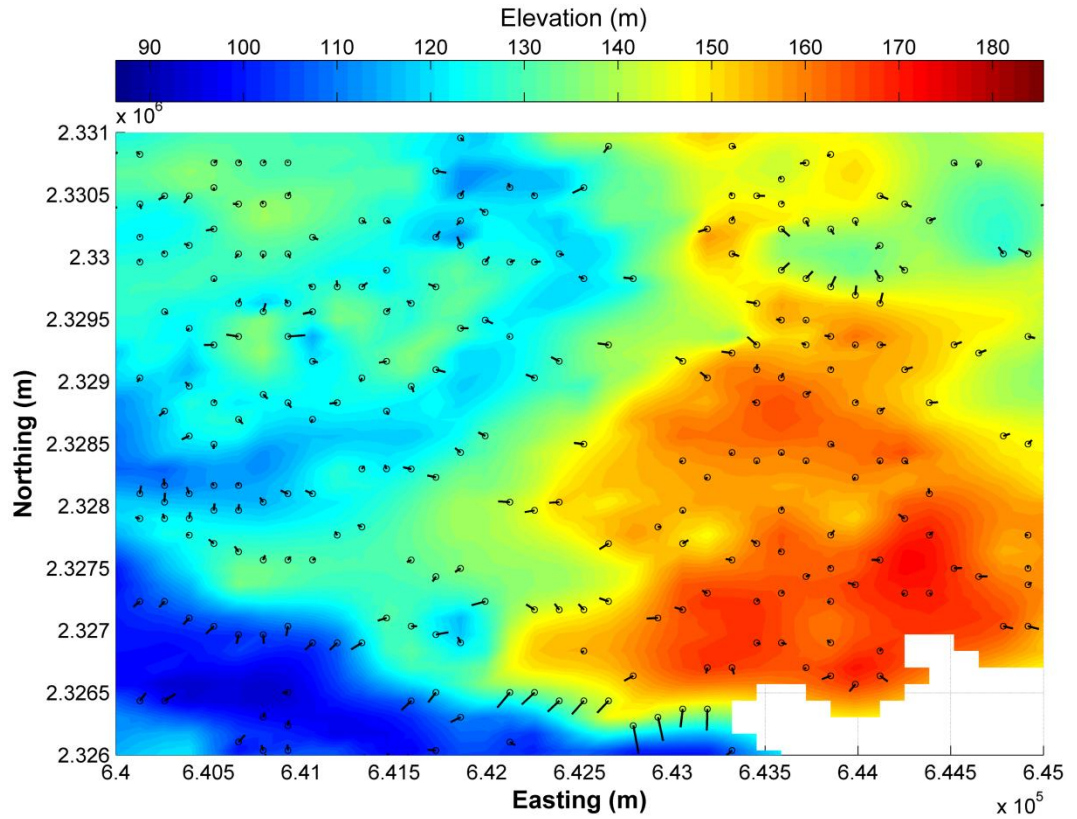


Figure 4.6 Sampling of the slopes of the geophysical top of the chalk. Black points and black lines, with lengths proportional to the dip, represent respectively the location and the dip/orientation of the sampled slopes.

4.5. Evaluation of the joint modelling

In order to evaluate the performance of the proposed joint modelling, we compared three different ways to model the top of the chalk over the study area:

- The pure geophysical model, obtained by the cross-analysis achieved between boreholes and the resistivity model (Figure 4.6);
- A pure geological model, obtained by interpolation of the boreholes as well as known geological outcrops;
- The joint geophy-geological model, presented above.

The accuracy of each of the three obtained models has been evaluated as follows. We considered several sets of boreholes as input for the modelling. Each set contained all 129 boreholes referenced in the area, randomly split into two subsets: control and constraining boreholes. Control boreholes are those randomly rejected before the modelling and constraining boreholes are the remaining ones, taken into account in the

modelling. Then, we computed a geological and a joint model for each set of boreholes. The geophysical model does not include borehole depths and therefore remains the same throughout the experiments. For each set of boreholes, the geophysical model and the associated geological and joint models were then compared to the actual top of the chalk documented both at the control and constraining boreholes. For each model, the maximum and minimum of the absolute values of the observed errors between the modelled and the actual top of the chalk and their average, median and standard deviation were considered as accuracy indicators. However, according to analysis, these indicators displaying almost the same trends, for simplicity, we present only the average error of each model.

Since the number of boreholes is a key parameter in traditional geological modelling, we first considered a test with 10 % of control and 90 % of constraining boreholes. Five different sets of boreholes were considered.

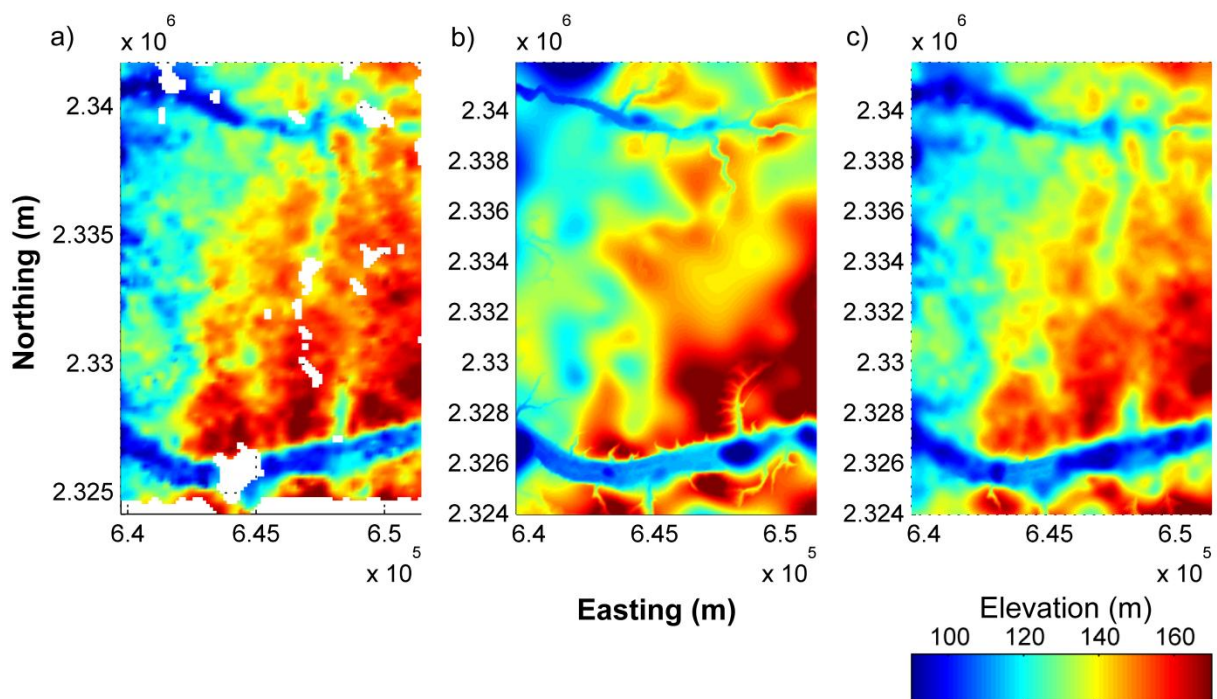


Figure 4.7 *Modelling of the top of the chalk over Courtenay area with a set of boreholes with 90 % of constraining boreholes; (a) geophysical model, (b) geological model, (c) geophy-geological model.*

Figure 4.7 presents the three models for one set of boreholes. Obviously the geological model (Figure 4.7b) is the smoothest. It only maps large wavelength variations of the top of the chalk. In comparison, the joint modelling (Figure 4.7c) is much more detailed, looking like the pure geophysical model (Figure 4.7a) but with less very local variations. The average errors for each of the three models at both the control and the constraining boreholes for the five sets are plotted in Figure 4.8.

At the constraining boreholes (Figure 4.8b), the accuracy indicators provide information on the intrinsic accuracy of the models. On the one hand, for the geophysical model, this highlights its average accuracy over the study area, on the other hand, for the geological and joint models, this depends directly on the considered nugget effect when kriging. In Figure 4.8b, the pure geological (crosses) and geophysical (squares) models are unsurprisingly the most and the less accurate respectively. Although constrained at the

boreholes, the joint modelling (dots) came out more realistic than the geophysical model but doesn't reach the level of accuracy of the geological model. This can be explained by the modifications of the "reference borehole surface" introduced during interpolation by the geophysical slope data. However, depths of geological interfaces documented in boreholes may suffer from several uncertainty sources inherent of the drilling processes and operators interpretation. Moreover, borehole data reflect a very local information and the interface can be very rough, since being subject to dissolution processes (Quesnel, 1997). The intrinsic accuracy of the joint model is therefore reasonable and much better than that of the geophysical model.

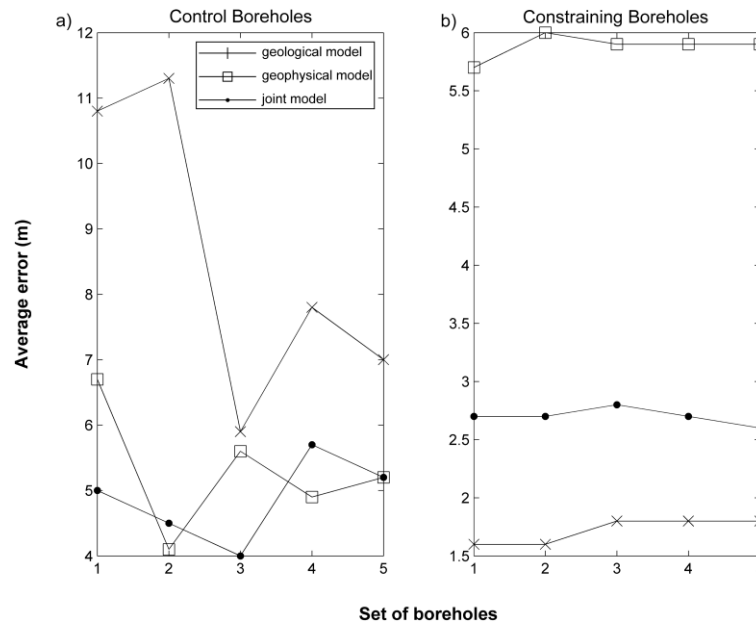


Figure 4.8 Average errors of the geological (crosses), geophysical (squares) and joint (dots) models for the five sets of boreholes considered; (a) at the control boreholes, (b) at the constraining boreholes.

At the control boreholes (Figure 4.8a), the accuracy indicators provide information on the predictivity of the models. In Figure 4.8a, we observe large variations of the average error from one set of boreholes to another since this indicator is calculated on 13 data only (*i.e.* 10 percent of the total). The predictivity of the pure geophysical surface (squares) is better than that of the pure geological one (crosses), which presents the largest variations from one set of boreholes to another. Besides being the least accurate at control boreholes, the accuracy of this latter appears to vary greatly over the area (*i.e.* it is highly dependent on the considered dataset), despite the use of a substantial number of boreholes (*i.e.* 116). Taking into account geophysical results in the modelling in order to model the top of the chalk over the area already proves to be justified at that early stage. Thus, the predictivity of the joint model (dots) is better than that of the geological model and varies less over the area. It is, on average, close to that of the geophysical model, and in some cases better (the first and third sets of boreholes in Figure 4.8a). As the average error is calculated at 13 control boreholes only, this result highlights the ability of the joint modelling to locally improve the accuracy of the modelled top of the chalk, compared to the geophysical data.

This first test shows that the joint modelling appears to be the best solution to model the geological interface. Indeed, the proposed method combines the advantages of both the pure geophysical and geological models. We illustrate in Figure 4.9a the behaviour of each interpolation along one profile. Boreholes located within a

distance of 100 m of the profile are also displayed (constraining boreholes are marked by a C). On the one hand, the geological model (green curve) has a completely different geometry from geophysical (blue curve) and joint (red curve) models and does not properly predict the altitude of the top of chalk at control boreholes (without C). On the other hand, the geophy-geological model, through the adjustment of the geophysical model on constraining boreholes, looks qualitatively like the geophysical model but is closer to the top of the chalk documented in boreholes.

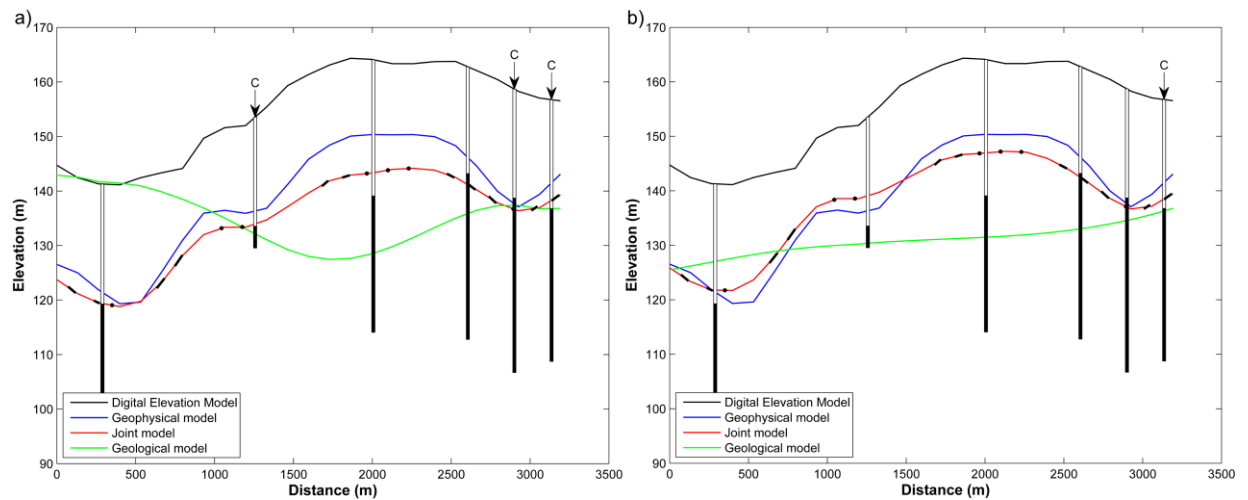


Figure 4.9 Cross-section displaying the geological (in green), geophysical (in blue) and joint (in red) models for (a) 3 and (b) 1 constraining boreholes within the profile. Constraining boreholes are indicated by a C. Boreholes within a distance of 100 m of the profile are displayed; clays are represented in white in boreholes and chalk in black. Short black lines and black dots on the red model display respectively the geophysical slopes oriented along and sub-perpendicular to the profile within a distance of 100 m.

These results show the contribution of the joint modelling in comparison to common geophysical and geological models. However, there are two limitations to the previous analysis. First, it was achieved with more than 100 constraining boreholes, what is substantial in comparison to others geo-environmental studies, and second the model predictivity was evaluated with 13 control boreholes only. We thus investigated the influence of decreasing the number of constraining boreholes in the modelling. We computed models with decreasing numbers of constraining boreholes: 90, 70, 50, 30 and 10 % of constraining boreholes were considered successively. Accordingly, models were evaluated with increasingly more control boreholes. Figure 4.10 displays the calculated average error of each of the three models at the control boreholes for the five tested percentages of boreholes. In order to reduce possible low sampling instabilities, for 90 and 70 %, the estimator was averaged from five and two sets of boreholes respectively.

At control boreholes, the average error is the lowest for the joint modelling whatever the number and location of constraining boreholes. Figure 4.11 presents the three models for 10 % of constraining boreholes.

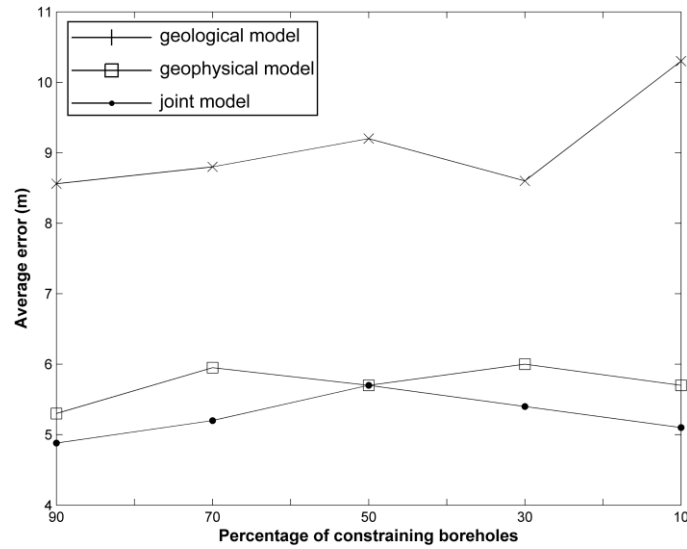


Figure 4.10 Average errors of the geological (crosses), geophysical (squares) and joint (dots) models at the control boreholes in function of the percentage of constraining boreholes.

As expected, the geological model comes out smoother (Figure 4.11b) and far from the geometry of the top of the chalk as documented in boreholes (Figure 4.10). In contrast, the joint modelling is still detailed and close to the geophysical model. Even with less constraining boreholes, the geometry of the joint model (see red curve in Figure 4.9b) remains closer to the actual top of the chalk documented in control boreholes, though less accurate than when using more constraining boreholes (Figure 4.9a). The joint modelling is therefore much less dependent on the number and the location of boreholes taken into account in the modelling than the pure geological modelling. However, the more constraining boreholes we have and the more accurately we can locally adjust the modelled surface.

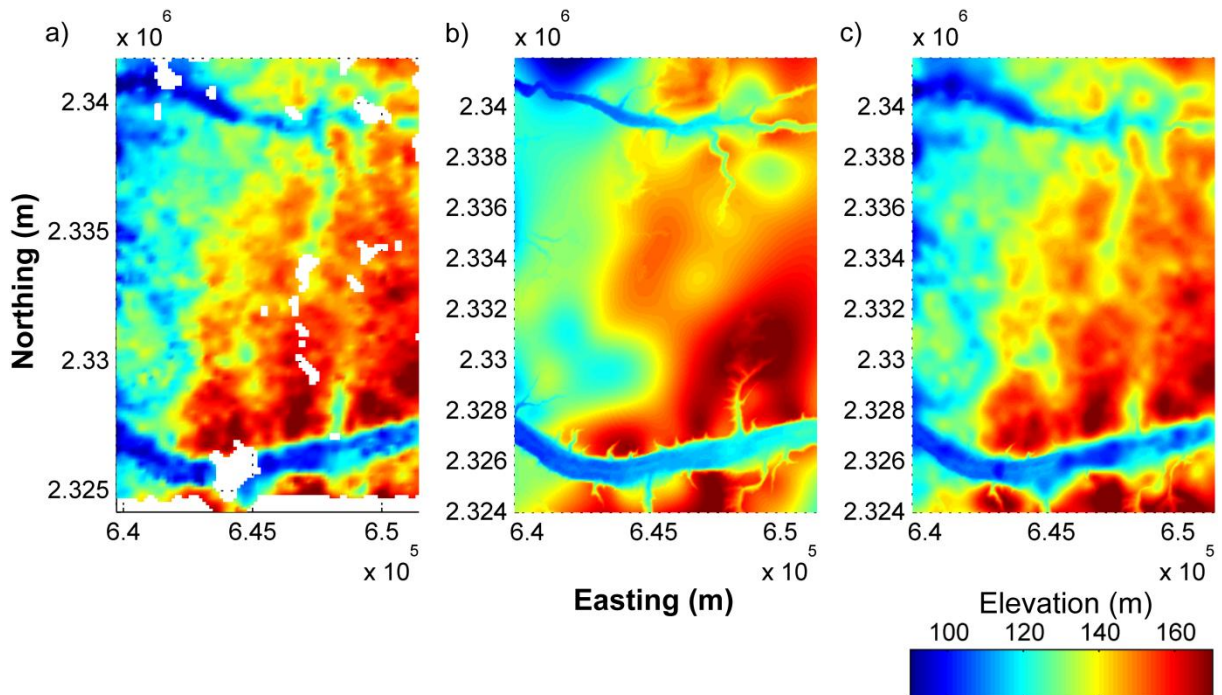


Figure 4.11 Modelling of the top of the chalk over Courtenay area with 10 % constraining boreholes; (a) geophysical model, (b) geological model, (c) geophy-geological model.

Figure 4.12 presents the altitude difference between two joint models computed with 90 and 10 % of constraining boreholes. The difference between the two surfaces, whereas globally small (*i.e.* between +2 and -2 m), can locally increase, where constraining boreholes have been taken into account only in one of the two modelling.

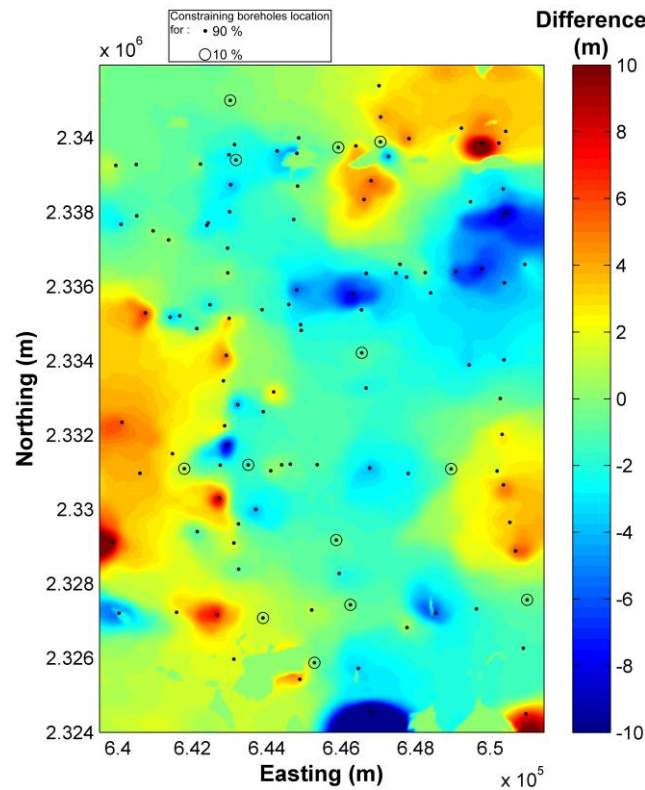


Figure 4.12 *Difference in altitude between two joint models computed with 90 and 10 % of constraining boreholes. Constraining boreholes location appears as black dots and circles for respectively 90 and 10 %.*

We computed models from five new sets of boreholes with 10 % of constraining boreholes (*i.e.* 90 % of control boreholes). As the joint modelling is little dependent on the number of constraining boreholes (the surface being still reliable with few boreholes), this allowed evaluating the accuracy of the joint model at more control boreholes and so, getting a better evaluation of the predictivity of the joint modelling over the study area for various boreholes locations. The calculated average errors of each of the three models at the control boreholes for the five sets of boreholes are plotted in Figure 4.13.

At the control boreholes, we see that the joint model is again the most accurate surface whatever the considered set of boreholes and so the control and constraining boreholes location. This accuracy improvement in comparison to the geophysical model can be explained by the ability of the joint modelling to locally better predict the altitude of the top of the chalk (*cf.* Figure 4.8), the joint modelling being efficiently adjusted by only few boreholes. Based on these results, we calculated the median of the absolute values of the errors, in percentage, of each joint model at the 90 % control boreholes. The joint modelling allows predicting the top of the chalk over the entire area (11.2 x 16.5 km²) with an average error of 25 % (*i.e.* at 15 m depth we have an error of 3.75 m). This result must be interpreted with regard to both the size of the area and the noise inherent to the use of borehole data (drilling processes, operator's interpretation and

interface roughness). Moreover, this result has been obtained with 10 % of constraining boreholes only (*i.e.* 13 boreholes only), we expect that the more boreholes we take into account in the modelling and the more the joint model is accurate (Figure 4.9 and 4.12).

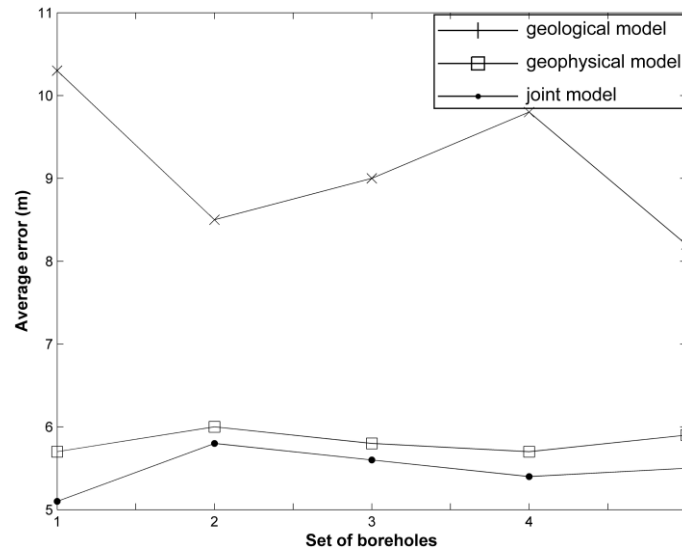


Figure 4.13 For 10 % of constraining boreholes: average errors of the geological (crosses), geophysical (squares) and joint (dots) models at the control boreholes for the five sets of boreholes considered.

Then, we looked at the errors as a function of depth of the top of the chalk. Figure 4.14 displays variations of the observed errors with depth at control boreholes for both the joint and geophysical models for a set of boreholes with 90 % of control boreholes. This result was obtained calculating the median of the absolute values of the errors contained in an interval of 10 m moving every 5 m.

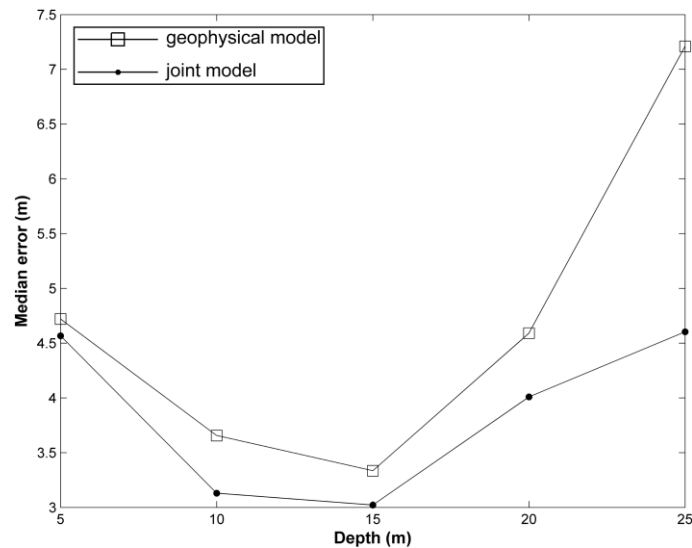


Figure 4.14 Evolution of the median of the error with depth of the top of the chalk documented in the control boreholes, for the geophysical (squares) and the joint (dots) models.

With only 10 % of constraining boreholes, the error of the geological model is large (cf. Figure 4.13); therefore we do not display it in Figure 4.14. For shallow depths, the accuracy of the joint and geophysical models decreases. Several causes might explain it. For instance, boreholes description is generally less

accurate at shallow depths. Moreover, sharp variations of the interface between surveyed lines cannot be predicted by the interpolation of the tops of the chalk from the 1D layered resistivity models. At intermediate depths, we have the best prediction of the top of the chalk with still a slight improvement of the accuracy for the joint modelling in comparison to the geophysical modelling. Note that the top of the chalk is documented at a depth higher than 5 m and lower than 20 m in 64 % of the control boreholes. For greater depths, the accuracy of the geophysical model decreases. This loss of resolution with depth is inherent to EM method. The joint modelling seems to reduce this effect. Indeed, the geological modelling method is not dependent on the depth of the interface. This last result is very interesting in term of modelling and has to be deepened.

4.6. Discussion – Conclusion

The proposed geological joint modelling utilizes regional scale subsurface investigation by high resolution airborne TDEM surveys. It results in a detailed mapping of geological interfaces. In all tested configurations, it improves what is obtained by pure geological or geophysical modelling. Introduction of geophysical slopes between the boreholes, which adjust the interface, allows an optimal prediction of the top of the chalk over the study area. It combines therefore the advantages of the geological and geophysical modelling. Moreover, the use of the slopes (derivatives) in a geological modelling seems to reduce the resolution loss with depth, inherent to the EM method. All these aspects make the method very attractive in environmental studies where highly accurate geological models are needed.

We showed that the joint modelling is much less dependent on the number of constraining boreholes than the geological modelling. The method is therefore particularly adapted in areas with few boreholes. Despite the fact that the “TDEM top of the chalk” interpretation beneficiate of all the borehole knowledge in the methodology applied through this paper, we are confident that it could be possible to extract cautiously slopes from iso-resistivity surfaces in the TDEM inversion results. Indeed, it may be difficult to interpret resistivities in terms of lithology but this approach should be sufficient to elaborate a precise joint model with little borehole information.

We used a standard minimum curvature interpolation of the top of the chalk obtained at each 1D layered resistivity model in order to test the direct contribution of slopes in the geological modelling. A more sophisticated interpolation technique, such as kriging was also tested but did not significantly modify the results. However, possibly the kriging technique might be more efficient in the case of a more complicated geology.

2391 slopes have been used in this study in order to keep a reasonable computation time (40 minutes). Tests have been done with 3892 slopes, for a computation time of 5 hours. We observed no significant improvement in predictivity and higher interferences between slopes and borehole data at constraining point.

It seems therefore important to achieve a meticulous sampling of the geophysical slopes and so to keep as few slopes as possible.

Finally, the proposed method uses results of a robust inversion and boreholes separately. This allowed integrating geophysical data in a modelling designed for geological purposes. Thus, all the geological information, in particular boreholes, is easily usable. Instead, a joint inversion of EM and borehole data could be achieved. However, in such process, the use of geological information is more delicate, especially for boreholes located far from EM survey lines. Moreover, geological constraints can make the inversion unstable and their effect is very local.

Conclusion

—

Perspectives

1. Conclusion

Initialement développés pour la recherche de gisements miniers conducteurs, les levés EM aéroportés, au travers d'avancées technologiques continues, ont progressivement permis une cartographie fine de la distribution de résistivité de la subsurface, les rendant très attrayants pour la caractérisation géologique. Toutefois, pour répondre aux objectifs formulés par une étude géo-environnementale, plusieurs points nécessitaient encore d'être approfondis. Ce travail de thèse s'est ainsi concentré sur divers aspects méthodologiques avec pour finalité une analyse fiable et détaillée de levés HTEM pour la caractérisation géologique et hydrogéologique. Le traitement des données EM ainsi que la lecture du modèle de résistivité en termes d'interprétation et de modélisation géologique ont alors été particulièrement discutés.

Dans le but de travailler sur des mesures fiables, et particulièrement dans le cas du levé de Courtenay réalisé en milieu anthropisé, une méthode basée sur la SVD a été proposée pour filtrer les données. Celle-ci s'est révélée efficace pour retirer, de manière peu subjective, les principaux bruits connus, aussi bien naturels que culturels, diminuant alors grandement le temps nécessaire au filtrage des décroissances. Elle apparaît comme une solution adaptée au traitement de jeux de données HTEM importants, et notamment ceux acquis en milieu anthropisé. Une aide à l'identification des bruits de couplage, particulièrement difficiles à identifier sur des mesures aéroportées, a en outre été rendue possible ; la cohérence entre la cartographie des composantes de bruit et la position des nombreuses installations humaines relevées sur la zone, principalement celle des lignes électriques, a ainsi confirmé le tri des composantes effectué et donc le filtrage réalisé. A posteriori, les cartes des composantes géologiques ont, de plus, présenté des contrastes similaires à ceux observés sur les distributions de résistivité par tranches de profondeur et cohérents avec l'interprétation faite du modèle de résistivité. La méthode de filtrage SVD proposée peut donc permettre d'obtenir, rapidement et de manière simple, une caractérisation géologique préliminaire de la zone d'étude. Avec une mise en œuvre dès le terrain lors de l'acquisition, cet aspect opérationnel de la méthode peut s'avérer particulièrement intéressant pour, d'une part, contrôler la qualité des données mesurées et, d'autre part, adapter le plan de vol au regard des informations apportées.

Ensuite, afin de réaliser une interprétation géologique robuste du modèle de résistivité, dont l'étude n'est en aucun cas univoque, une analyse croisée avec les forages disponibles a été effectuée. Au travers de celle-ci, il a été possible de contraindre les distributions de résistivité de chaque lithologie référencée sur la zone d'étude et ainsi de les identifier facilement au sein du modèle de résistivité. La méthode proposée a alors permis une amélioration de la connaissance géologique et hydrogéologique de la craie de la région de Courtenay ; le résultat étant spatialement cohérent avec les forages et la carte géologique. Ainsi interprété, le modèle de résistivité a mis en évidence l'existence de deux dépôts de craie différents. Leurs orientations et géométries rappellent celles de figures d'ondulation reconnues et décrites sur les falaises de craie de Normandie et attribuées à la dynamique de sédimentation océanique. Leur présence sur la zone d'étude a pu être confirmée sur le terrain mais, compte tenu du manque d'affleurements, cela n'a pu être approfondi. Des

couloirs de résistivités intermédiaires, cohérents avec la position des failles vues en sismique pétrolière, ont, de plus, été imagés et interprétés en tant que zones d'altération préférentielle, permettant ainsi d'affiner la géométrie du réseau de failles dans les 150 premiers mètres de profondeur. Cette analyse détaillée du modèle de résistivité a alors fourni un cadre géologique au développement du système karstique des Trois Fontaines. Le drainage karstique s'est révélé être localisé le long de l'axe du dôme de craie C1 ; ce drainage étant apparemment chenalisé entre des zones de craie altérée, coïncidant avec les dômes piézométriques.

Enfin, en vue d'obtenir un modèle géologique 3D détaillé et précis, une méthode utilisant, conjointement et de manière optimale, l'information collectée par forages et celle fournie par le modèle de résistivité HTEM a été proposée. Celle-ci permet de rendre compte à la fois de la profondeur des couches lithologiques, telle que déterminée aux forages, et de la géométrie globale, telle qu'imagée par l'EM, au travers des pentes issues du modèle de résistivité. La méthode réduit efficacement les imprécisions du modèle inhérentes à l'utilisation de données de forages plus ou moins éparses et de résultats d'inversion géophysique. Sur la zone d'étude de Courtenay, le modèle joint du toit de la craie s'est révélé plus précis que des modèles purement géologique ou géophysique, et ce, quel que soit le nombre et la position des forages considérés. En effet, la prédiction du modèle joint est apparue très stable et constamment la meilleure, notamment dans les cas où seuls 13 forages contraignaient la modélisation. Dans les zones disposant de données EM aéroportées de haute résolution cette nouvelle méthode de modélisation géologique pourrait permettre d'assurer la modélisation la plus précise possible. Cette avancée peut s'avérer cruciale dans certaines études géologiques ou hydrogéologiques de détail.

Les développements méthodologiques appliqués au travers de cette thèse et validés par le levé HTEM effectué dans la région anthropisée de Courtenay ont permis une valorisation à la fois géologique et hydrogéologique, tant d'un point de vue interprétatif que de la modélisation. Plusieurs perspectives découlent ainsi du travail effectué.

2. Perspectives

2.1. Perspectives découlant des résultats du levé de Courtenay

L'analyse croisée ainsi que la modélisation jointe ont toutes deux mené à des résultats très satisfaisants, cohérents avec les autres données disponibles sur la zone et dont la précision dépasse le pouvoir de résolution théorique des méthodes HTEM. En effet, l'utilisation de mesures TDEM se heurte à des limitations discutées au cours du manuscrit : la résolution dépend fortement du contexte et diminue avec la profondeur, de plus, des artefacts, issus soit de bruits de couplage soit de l'utilisation d'une inversion 1D, peuvent apparaître lors de l'inversion des données. Ainsi, afin de conforter le travail réalisé, il serait bon d'effectuer des vérifications avec d'autres mesures. Une acquisition sismique adaptée à l'étude de la proche surface pourrait, par exemple, d'une part, confirmer les géométries mises en évidence et, d'autre part, caractériser plus finement le réseau de failles proposé pour les 150 premiers mètres. La présence, au sein du massif crayeux, des formations conductrices A et B reste également une énigme à l'issue de cette thèse, les autres données disponibles n'étant pas suffisantes pour les caractériser. De plus, aucune autre figure de dimensions similaires n'ayant pu être observée dans la craie, ces dernières ne sont pas du tout connues et ne peuvent être interprétées. Une étude dédiée permettrait alors de mieux appréhender les résultats EM obtenus et ainsi de contraindre leur rôle dans le contexte hydrogéologique de Courtenay. L'orientation parallèle de A aux deux vallées, incisant la craie, et sa localisation au niveau de l'autoroute A19 font que son étude est, de fait, à privilégier.

L'analyse du levé de Courtenay a montré que la nature du dépôt de craie semblait avoir un rôle déterminant sur l'écoulement du système karstique des Trois Fontaines. Ce résultat met en avant une hypothèse nouvelle particulièrement importante pour la compréhension des facteurs ayant compté lors du développement du karst et soulève donc de nombreuses questions. La prise en compte de ce résultat et du modèle détaillé obtenu pour le toit de la craie au sein d'une modélisation hydrogéologique dédiée pourrait alors permettre, par exemple, de mieux contraindre l'influence sur l'écoulement de différents facteurs, tels que la nature de la craie, l'orientation d'un réseau de failles ou l'épaisseur de la couverture d'argile. De plus, partant des résultats obtenus sur la zone de Courtenay, il serait intéressant de tester si des mécanismes similaires pourraient expliquer le développement d'autres systèmes karstiques connus dans la craie du bassin de Paris. Ceci pourrait alors être vérifié par la réalisation de levés HTEM dédiés.

2.2. Perspectives de développement

A la vue des résultats obtenus, le travail de thèse fournit un cadre solide pour de futures études géo-environnementales utilisant des données TDEM aéroportées. Néanmoins, les acquisitions TDEM aéroportées étant effectuées dans des contextes très variés, plusieurs pistes de recherche restent à poursuivre afin de satisfaire aux questions géologiques et/ou hydrogéologiques diverses soulevées.

Tout d'abord, d'après les tests réalisés, il s'est avéré que le filtrage SVD proposé nécessitait une préparation des données afin d'être efficient. Ainsi, il a été possible, au travers d'une multiplication des amplitudes mesurées par leur largeur de fenêtre correspondante, de réduire la dynamique des décroissances TDEM tout en ajustant le niveau de bruit. Toutefois, en raison de l'effet de l'altitude de vol sur le signal mesuré, les réponses peuvent être très fortement décorréliées les unes des autres. Une correction de cet effet, avant application de la SVD, pourrait alors permettre de « regrouper » les mesures, et plus particulièrement celles caractérisant une géologie proche, et donc de séparer plus efficacement le bruit et le signal géologique.

Ensuite, la méthode de modélisation jointe proposée a été testée dans un contexte géologique simple, où de nombreux forages étaient disponibles. Le toit de la craie a alors pu être extrait du modèle de résistivité grâce à une analyse croisée avec les forages, ce qui a permis de calculer les pentes sur une interface « optimale ». Dans le cas où peu de forages sont référencés ou d'une géologie plus complexe, l'opération d'extraction d'une interface géophysique géologiquement exploitable peut alors se révéler beaucoup plus difficile. Ainsi, il s'agirait de voir, dans quelle mesure, des pentes judicieusement échantillonnées sur des iso-résistivités au sein du modèle de résistivité peuvent être représentatives de la géométrie des couches lithologiques.

Enfin, un aspect également important pour toujours plus de précision et de détail, mais qui n'est cependant resté qu'à l'état de recherche bibliographique au cours de ce travail de thèse, est celui de l'inversion/modélisation. En effet, au travers du levé HTEM réalisé à Mayotte, on a pu entrevoir la nécessité de prendre en compte l'effet de la topographie lors de l'inversion des données. De plus, dans le cas d'une géologie complexe, on peut également facilement imaginer les biais introduits par l'utilisation d'une inversion 1D spatialement contrainte. Toutefois, des codes d'inversion 3D commencent à devenir opérationnels et permettront sans aucun doute d'améliorer la fiabilité et la qualité des modèles de résistivité dans les contextes les plus complexes.

Bibliographie

Allard, M. [2007]. On the origin of the HTEM species. Milkereit, B. (Ed.), Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration, 355-374.

Anderson, W.L. [1979]. Computer program; numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering. *Geophysics*, 44, 1287-1305.

Anderson, H.F., Duncan, A.C., Lynch, S.M. [1993], Geological mapping capabilities of the QUESTEM airborne electromagnetic system for mineral exploration – Mt Isa Inlier, Queensland. *Exploration Geophysics*, 24, 333-340.

Andrews, R.J., Barker, R., Loke, M.H. [1995]. The application of electrical tomography in the study of the unsaturated zone in chalk at three sites in Cambridgeshire, United Kingdom. *Hydrogeology journal*, 3, 17-31.

Annan, A.P. [1983]. Effect of differential transmitter/receiver motion on airborne transient EM interpretation. 53rd Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysicists, Extended abstract.

Annan, A.P. [1990]. Benefits derived from the use of a fully digital transient airborne EM system. 60th Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysicists, Extended abstract.

Annan, A.P., Lockwood, R. [1991]. An application of airborne GEOTEM in Australian conditions. *Exploration Geophysics*, 22, 5-12.

Annan, A.P., Smith, R.S., Lemieux, J., O'Connell, M.D., Pedersen, R.N. [1996]. Resistive-limit time-domain AEM apparent conductivity. *Geophysics*, 61, 93-99.

Auken, E., Sørensen, K.I., Thomsen, P., Effersø, F. [2000]. Optimized model resolution using low pass filters in TDEM soundings. Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, Environmental and Engineering Geophysical Society, Proceeding.

Auken, E., Christiansen, A.V. [2004]. Layered and laterally constrained 2D inversion of resistivity data. *Geophysics*, 69, 752-761.

Auken, E., Christiansen, A.V., Jacobsen, B.H., Foged, N., Sørensen, K.I. [2005]. Piece-wise 1D laterally constrained inversion of resistivity data. *Geophysical Prospecting*, 53, 497-506.

Auken, E., Westergaard, J.A., Christiansen, A.V., Sørensen, K.I. [2007]. Processing and inversion of SkyTEM data for high resolution hydrogeophysical surveys. 19th International Geophysical Conference and Exhibition, Australian Society of Exploration Geophysicists, Extended abstract.

- Auken, E., Christiansen, A.V., Jacobsen, L.H., Sørensen, K.I.** [2008]. A resolution study of buried valleys using laterally constrained inversion of TEM data. *Journal of Applied Geophysics*, 65, 10-20.
- Auken, E., Christiansen, A.V., Westergaard, J.H., Kirkegaard, C., Foged, N., Viezzoli, A.** [2009a]. An integrated processing scheme for high-resolution airborne electromagnetic surveys, the SkyTEM system. *Exploration Geophysics*, 40, 184-192.
- Auken, E., Violette, S., d'Ozouville, N., Deffontaines, B., Sørensen, K.I., Viezzoli, A., de Marsily, G.** [2009b]. An integrated study of the hydrogeology of volcanic islands using helicopter borne transient electromagnetic: application in the Galápagos Archipelago. *C.R. Geoscience*, 341, 899-907.
- Avdeev, D.B.** [2005]. Three-dimensional electromagnetic modeling and inversion from theory to application. *Surveys in Geophysics*, 26, 767-799.
- Balch, S., Boyko, W., Paterson, N.** [2003]. The AeroTEM airborne electromagnetic system. *The Leading Edge*, 22, 562-566.
- Balridge, W.S., Cole, G.L., Robinson, B.A., Jiracek, G.R.** [2007]. Application of time-domain airborne electromagnetic induction to hydrogeologic investigations on the Pajarito Plateau, New Mexico, USA. *Geophysics*, 72, B31-B45.
- Baran, N.** [1996]. Transit de l'Isoproturon et de l'Atrazine dans un système hydrologique karstique de la craie (Gâtinais – France) : de la station pédologique expérimentale à l'échelle du système. Thèse de doctorat, Université d'Orléans, 330 p.
- Baran, N., Lepiller, M., Mouvet, C.** [2008]. Agricultural diffuse pollution in a chalk aquifer (Trois Fontaines, France): influence of pesticide properties and hydrodynamic constraints. *Journal of Hydrology*, 358, 56-69.
- Barker, R.D.** [1982]. Geophysical surveys near Goxhill, South Humberside. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 44, 119-129.
- Beamish, D., Leväniemi, H.** [2008]. The canopy effect in AEM: Investigations using radar and laser altimetry. 5th International Conference on Airborne Electromagnetics, AEM, Extended abstract.
- Beccaletto, L., Hanot, F., Serrano, O., Marc, S.** [2011]. Overview of the subsurface structural pattern of the Paris Basin (France): insights from the reprocessing and interpretation of regional seismic lines. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 861-879.
- Börner, R.-U.** [2010]. Numerical modelling in geo-electromagnetics: advances and challenges. *Surveys in Geophysics*, 31, 225-245.
- Bouchedda, A., Chouteau, M., Keating, P., Smith, R.** [2010]. Sferics noise reduction in time-domain electromagnetic systems: application to MegaTEM^{II} signal enhancement. *Exploration Geophysics*, 41, 225-239.

- Burrough, P.A., McDonnell, R.A.** [1998]. Principles of geographical information systems. Oxford University Press, 190 p.
- Buselli, G., Cameron, M.** [1996]. Robust statistical methods for reducing sferics noise contaminating transient electromagnetic measurements. *Geophysics*, 61, 1633-1646.
- Buselli, G., Pik, J.P., Hwang, H.S.** [1998]. AEM noise reduction with remote referencing. *Exploration Geophysics*, 29, 71-76.
- Calcagno, P., Chilès, J.P., Courrioux, G., Guillen, A.** [2008]. Geological modelling from field data and geological knowledge. Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171, 147-157.
- Chalikakis, K., Plagnes, V., Guérin, R., Valois, R., Bosch, F.P.** [2011]. Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. *Hydrogeology Journal*, 19, 1169-1180.
- Chen, J., Raiche, A.** [1998]. Inverting AEM data using a damped eigenparameter method. *Exploration Geophysics*, 29, 128-132.
- Chilès, J.P., Aug, C., Guillen, A., Lees, T.** [2004]. Modelling the geometry of geological units and its uncertainty in 3D from structural data: the potential-field method. *Orebody Modelling and Strategic Mine Planning*, proceeding.
- Christensen, N.B.** [1990]. Optimized fast Hankel transform filters. *Geophysical prospecting*, 38, 545-568.
- Christensen, N.B.** [2002]. A generic 1-D imaging method for transient electromagnetic data. *Geophysics*, 67, 438-447.
- Christiansen, A.V., Auken, E.** [2010]. A global measure for depth of investigation. 16th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Near Surface, Extended abstract.
- Christiansen, A.V., Auken, E., Viezzoli, A.** [2011]. Quantification of modeling errors in airborne TEM caused by inaccurate system description. *Geophysics*, 76, F43-F52.
- Claprood, M., Chouteau, M., Cheng, L.Z.** [2008]. Rapid detection and classification of airborne time-domain electromagnetic anomalies using weighted multi-linear regression. *Exploration Geophysics*, 39, 164-180.
- Coggon, J.H.** [1971]. Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method. *Geophysics*, 36, 132-155.
- Collin, P.Y., Allain, M., Sizun, J.P., Richard, J., Lasseur, E.** [2012]. Characterization of sedimentary and petrophysical heterogeneities in a microporous reservoir. The example of the Chalk (Paris Basin, Upper Cretaceous). 29th meeting of sedimentology, IAS, Abstract.

- Combrinck, M.** [2006]. Development of an automated analysis of TDEM data for the delineation of a finite conductor in a conductive half space. PhD Thesis, University of Pretoria, 230 p.
- Combrinck, M., Cox, L.H., Wilson, G.A., Zhdanov, M.S.** [2012]. 3D VTEM inversion for delineating sub-vertical shear zones in the West African gold belt. 22nd International Geophysical Conference and Exhibition, Australian Society of Exploration Geophysicists, Extended abstract.
- Commer, M.** [2003]. Three-dimensional inversion of transient electromagnetic data: a comparative study. PhD thesis, University of Cologne, 132 p.
- Commer, M., Newman, G.A.** [2004]. A parallel finite-difference approach for 3D transient electromagnetic modeling with galvanic sources. *Geophysics*, 69, 1192-1202.
- Cox, L.H., Zhdanov, M.S.** [2008]. Advanced computational methods of rapid and rigorous 3-D inversion of airborne electromagnetic data. *Communications in Computational Physics*, 3, 160-179.
- Cox, L.H., Wilson, G.A., Zhdanov, M.S.** [2010]. 3D inversion of airborne electromagnetic data using a moving footprint. *Exploration Geophysics*, 41, 250-259.
- Cull, J.P.** [1991]. Signal processing concepts for airborne SIROTEM data. *Exploration Geophysics* 22, 97-100.
- Danielsen, J.E., Auken, E., Jørgensen, F., Søndergaard, V., Sørensen, K.I.** [2003]. The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. *Journal of Applied Geophysics*, 53, 181-198.
- Descloitres, M., Guérin, R., Albouy, Y., Tabbagh, A., Ritz, M.** [2000]. Improvement in TDEM sounding interpretation in presence of induced polarization. A case study in resistive rocks of the Fogo volcano, Cape Verde Islands. *Journal of Applied Geophysics*, 45, 1-18.
- D'Ozouville, N., Auken, E., Sørensen, K., Violette, S., de Marsily, G., Deffontaines, B., Merlen, G.** [2008]. Extensive perched aquifer and structural implications revealed by 3D resistivity mapping in a Galapagos volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 517-521.
- Druskin, V.L., Knizhnerman, L.A.** [1994]. Spectral approach to solving three-dimensional Maxwell's equations in the time and frequency domains. *Radio Science*, 29, 937-953.
- Duncan, A.C., Roberts, G.P., Buselli, G., Pik, J.P., Williamson, D.R., Roocke, P.A., Thorn, R.G., Anderson, A.** [1992]. SALTMAP – Airborne EM for the environment. *Exploration Geophysics*, 23, 123-126.
- Dunham, R.J.** [1962]. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Ham, W.E. (Ed.), *Classification of carbonate rocks*, American Association of Petroleum Geologists, 108-121.
- Edmunds, W.M., Darling, W.G., Kinniburgh, D.G., Dever, L., Vachier, P.** [1995]. Chalk groundwater in England and France: hydrogeochemistry and water quality. UPMC Rapport CNRS-INSU, 43 p.

- Effersø, F., Auken, E., Sørensen, K.I.** [1999]. Inversion of band-limited TEM responses. *Geophysical Prospecting*, 47, 551-564.
- Ellis, R.G.** [1998]. Inversion of airborne electromagnetic data. *Exploration Geophysics*, 29, 121-127.
- Esmerode, E.V., Lykke-Andersen, H., Surlyk, F.** [2007]. Ridge and valley systems in the Upper Cretaceous chalk of the Danish Basin: contourites in an epeiric sea. Viana, A.R., Rebesco, M. (Eds.), *Economic and Palaeoceanographic Significance of Contourites Deposits*, Geological Society, Special Publications 276, 265-282.
- Esmerode, E.V., Surlyk, F.** [2009]. Origin of channel systems in the Upper Cretaceous chalk group of the Paris Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 1338-1349.
- Evans, D.J., Hopson, P.M.** [2000]. The seismic expression of synsedimentary channel features within the chalk of southern England. *Proceedings of the Geologist's Association*, 111, 219-230.
- Everett, M.E.** [2012]. Theoretical developments in electromagnetic induction geophysics with selected applications in the near surface. *Surveys in Geophysics*, 33, 29-63.
- Farquharson, C.G., Oldenburg, D.W.** [1993]. Inversion of time-domain electromagnetic data for a horizontally layered earth. *Geophysical Journal International*, 114, 433-442.
- Flis, M.F., Newman, G.A., Hohmann, G.W.** [1989]. Induced-polarization effects in time-domain electromagnetic measurements. *Geophysics*, 54, 514-523.
- Fountain, D.** [1998]. Airborne electromagnetic systems – 50 years of development. *Exploration Geophysics*, 29, 1-11.
- Fountain, D.** [2008]. 60 years of airborne EM – focus on the last decade. 5th International Conference on Airborne Electromagnetics, AEM, proceeding.
- Fountain, D., Smith, R., Payne, T., Lemieux, J.** [2005]. A helicopter time-domain EM system applied to mineral exploration: system and data. *First Break*, 23, 73-78.
- Fouques, J.P., Fowler, M., Knipping, H.P., Schimann, K.** [1986]. Cigar Lake uranium deposits: Discovery and general characteristics. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*, 79, 70-82.
- Fraser, D.C.** [1978]. Resistivity mapping with an airborne multicoil electromagnetic survey. *Geophysics*, 43, 144-172.
- Fullagar, P.K., Reid, J.E.** [2001]. Emax conductivity-depth transformation of airborne TEM data. 15th Geophysical Conference and Exhibition, Australian Society of Exploration Geophysicists, Extended abstract.
- Gibson, P.J., Lyle, P., George, D.M.** [2004]. Application of resistivity and magnetometry geophysical techniques for near-surface investigations in karstic terranes in Ireland. *Journal of Cave and Karst Studies*, 66, 35-38.

Godber, K.E., Reid, J., Smith, G.L. [2012]. Application of airborne EM to Bowen Basin coal projects. 22nd International Geophysical Conference and Exhibition, Australian Society of Exploration Geophysicists, Extended abstract.

Green, A. [1998]. The use of multivariate statistical techniques for the analysis and display of AEM data. *Exploration Geophysics*, 29, 77-82.

Guérin, R., Baltassat, J.-M., Boucher, M., Chalikakis, K., Galibert, P.-Y., Girard, J.F., Plagnes, V., Valois, R. [2009]. Geophysical characterisation of karstic networks – Application to the Ouyse system (Poumeyssen, France). *C.R. Geoscience*, 341, 810-817.

Guillemoteau, J., Sailhac, P., Behaegel, M. [2012]. Fast approximate 2D inversion of airborne TEM data : Born approximation and empirical approach. *Geophysics*, 77, WB89-WB97.

Guillen, A., Calcagno, P., Courrioux, G., Joly, A., Ledru, P. [2008]. Geological modelling from field data and geological knowledge. Part II. Modelling validation using gravity and magnetic data inversion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171, 158-169.

Hammack, R.W., Veloski, G.A., Sams, J.I., Mable, G.S. [2002]. The use of airborne EM conductivity to locate contaminant flow paths at the Sulphur Bank Mercury mine superfund site. Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, Environmental and Engineering Geophysical Society, Proceeding.

Hashemi, A., Meyers, J. [2004]. HoistEM data processing for discovery of high-grade manganese ore under regolith cover. *Exploration Geophysics*, 35, 272-276.

HGG [2011]. Guide for processing and inversion of SkyTEM data in the Aarhus Workbench. http://www.hgg.geo.au.dk/rapporter/guide_skytem_proc_inv.pdf.

Hogg, R.L.S., Boustead, G.A. [1990]. Estimation of overburden thickness using helicopter electromagnetic data. Fitterman, D.V. (Ed.), *Developments and applications of modern airborne electro magnetic surveys*, U.S. Geological Survey Bulletin, 1925, 103-115.

Hohmann, G.W., 1983. Three dimensional EM modeling. *Geophysical surveys*, 6, 27-53.

Hovgaard, J. [1997]. A new technique for airborne gamma-ray spectrometer data (Noise Adjusted Singular Value Decomposition). American Nuclear 6th Topical Meeting on Emergency Preparedness and Response, Proceeding.

Hovgaard, J., Grasty, R.L. [1997]. Reducing statistical noise in airborne gamma-ray data through spectral component analysis. Gubins, A.G. (Ed.), *Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, 753-764.

Huang, H., Rudd, J. [2008]. Conductivity-depth imaging of helicopter-borne TEM data based on a pseudolayer half-space model. *Geophysics*, 73, F115-F120.

- Jørgensen, F., Sandersen, P.B.E., Auken, E.** [2003]. Imaging buried Quaternary valleys using the transient electromagnetic method. *Journal of Applied Geophysics*, 53, 199-213.
- Jørgensen, F., Sandersen, P.B.E.** [2006]. Buried and open tunnel valleys in Denmark – erosion beneath multiple ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, 25, 1339–1363.
- Jørgensen, F., Møller, R.R., Sandersen, P.B.E., Nebel, L.** [2010]. 3-D geological modeling of the Egebjerg area, Denmark, based on hydrogeophysical data. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 20, 27-30.
- Junge, A.** [1996]. Characterization of and correction for cultural noise. *Surveys in Geophysics*, 17, 361-391.
- Kaufmann, O., Martin, T.** [2008]. 3D geological modelling from boreholes, cross-sections and geological maps, application over former natural gas storages in coal mines. *Computer & Geosciences*, 34, 278-298.
- Kozhevnikov, N.O., Antonov, E.Y.** [2008]. Inversion of TEM data affected by fast-decaying induced polarization: numerical simulation experiment with homogeneous half-space. *Journal of Applied Geophysics*, 66, 31-43.
- Laignel, B.** [1997]. Les altérites à silex de l'ouest du Bassin de Paris : caractérisation lithologique, génèse et utilisation potentielle comme granulats. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 219 p.
- Lajaunie, C., Courrioux, G., Manuel, L.** [1997]. Foliation fields and 3D cartography in geology: principles of a method based on potential interpolation. *Mathematical Geology*, 29, 571-584.
- Lamontagne, Y., Macnae, J.C., Polzer, B.** [1988]. Multiple conductor modelling using program MultiLoop. 58th annual international meeting, Society of Exploration Geophysicists, Extended abstract.
- Lasne, E.** [1992]. Etude du système hydrologique karstique des sources des Trois Fontaines (Saint-Loup de Gonois, Loiret). Contribution à la connaissance de la structure, du fonctionnement et de l'évolution de l'aquifère crayeux du Gâtinais (sud-est du Bassin de Paris). Thèse de doctorat, Université d'Orléans, 385 p.
- Lasseur, E.** [2007]. La craie du Bassin de Paris (Cénomanien-Campanien, Crétacé supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D. Thèse de doctorat, Université de Rennes, 435 p.
- Lasseur, E., Guillocheau, F., Robin, C., Hanot, F., Vaslet, D., Coueffe, R., Neraudeau, D.** [2009]. A relative water-depth model for the Normandy chalk (Cenomanian-Middle Coniacan, Paris Basin, France) based on facies patterns of metre-cycles. *Sedimentary Geology*, 213, 1-26.
- Lee, J.B., Dart, D.L., Turner, R.J., Downey, M.A., Maddever, A., Panjkovic, G., Foley, C.P., Leslie, K.E., Binks, R.A., Lewis, C., Murray, W.** [2002]. Airborne TEM with a SQUID magnetometer sensor. *Geophysics*, 67, 468-477.
- Legrand, H.E., Stringfield, V.T.** [1973]. Karst hydrology – A review. *Journal of Hydrology*, 20, 97-120.

- Lepiller, M.** [1993]. Réflexions sur l'hydrogéologie karstique de la craie du bassin de Paris à partir d'exemples régionaux (Normandie, Gâtinais). *Hydrogéologie*, 2, 151-161.
- Le Roux, C., Macnae, J.** [2007]. Squid sensors for EM systems. Milkereit, B. (Ed.), *Proceedings of exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, 417-423.
- Ley-Cooper, Y., Macnae, J., Tweed, S.** [2006]. Porosity and dissolved salt load estimation from geophysical airborne EM and borehole EC. Fall Meeting, American Geophysical Union, Abstract.
- Liu, G.** [1998]. Effect of transmitter current waveform on airborne TEM response. *Exploration Geophysics*, 29, 35-41.
- Liu, G., Asten, M.W.** [1993]. Fast approximate solutions of transient EM responses to a target buried beneath a conductive overburden. *Geophysics*, 58, 810-817.
- Macnae, J.** [2007]. Developments in broadband airborne electromagnetics in the past decade. Milkereit, B. (Ed.), *Proceedings of exploration 07: 5th Decennial International Conference on Mineral Exploration*, 387-398.
- Macnae, J.C., Lamontagne, Y., West, G.F.** [1984]. Noise processing techniques for time-domain EM systems. *Geophysics*, 49, 934-948.
- Macnae, J.C., Smith, R., Polzer, B.D., Lamontagne, Y., Klinkert, P.S.** [1991]. Conductivity-depth imaging of airborne electromagnetic step-response data. *Geophysics*, 56, 102-114.
- Macnae, J., Smiarowski, A.** [2007]. Airborne detection of perfect conductors: project Gemini. Milkereit, B. (Ed.), *Proceedings of exploration 07: 5th Decennial International Conference on Mineral Exploration*, 873-877.
- Mangin A.** [1975]. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de doctorat, Université de Dijon, 124 p.
- Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D., Brun, J.P.** [2004]. Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian suture zone in the Champtoceaux area (South Brittany, France). *Tectonophysics*, 382, 117-128.
- Martinez, K., Pitcher, D.** [2008]. Water resources applications with the VTEM system. 5th International Conference on Airborne Electromagnetics, AEM, proceeding.
- McCracken, K.G., Pik, J.P., Harris, R.W.** [1984]. Noise in EM exploration systems. *Exploration Geophysics*, 15, 169-174.
- McCracken, K.G., Oristaglio, M.L., Hohmann, G.W.** [1986]. Minimization of noise in electromagnetic exploration systems. *Geophysics* 51, 819-832.

- McQueen, J.** [1967]. Some methods for classification and analysis of multivariate observations. 5th Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability, 281-297.
- Minty, B., McFadden, P.** [1998]. Improved NASVD smoothing of airborne gamma-ray spectra. *Exploration Geophysics*, 29, 516-523.
- Mouvet, C., Baran, N., Normand, M., Fialkiewicz, W., Gutierrez, A.** [2005]. Transfert de phytosanitaires à l'échelle du système hydrologique karstique des Trois Fontaines (Loiret). BRGM/RP-53641-FR, 66 p.
- Munkholm, M.S.** [1997]. Motion-induced noise from vibration of a moving TEM detector coil: characterization and suppression. *Journal of Applied Geophysics*, 37, 21-29.
- Munkholm, M.S., Auken, E.** [1996]. Electromagnetic noise contamination on transient electromagnetic soundings in culturally disturbed environments. *Journal of Environment and Engineering Geophysics*, 1, 119-127.
- Nabighian, M.N.** [1979]. Quasi-static transient response of a conducting half-space – An approximate representation. *Geophysics*, 44, 1700-1705.
- Nabighian, M.N., Macnae, J.C.** [1991]. Time domain electromagnetic prospecting methods. Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, 2, part A, 427-520.
- Nabighian, M.N., Macnae, J.C.** [2005]. Electrical and EM methods, 1980-2005. *The Leading Edge*, 24, S42-S45.
- Nekut, A.G., Eaton, P.A.** [1990]. Effects of pipelines on EM soundings. 60th SEG meeting, Extended Abstract.
- Newman, G.A., Commer, M.** [2005]. New advances in three-dimensional transient electromagnetic inversion. *Geophysical Journal International*, 160, 5-32.
- Odins, J.A., Beckham, J., O'Neill, D.J.** [1995]. Supplementary ground geophysics for airborne electromagnetic salinity survey over Jemalong-Wyldes Plains area. *Exploration Geophysics*, 26, 195-201.
- Olsen, K.B., Hohmann, G.W.** [1992]. Adaptive noise cancellation for time-domain EM data. *Geophysics*, 57, 466-469.
- Oristaglio, M.L., Hohmann, G.W.** [1984]. Diffusion of electromagnetic fields into a two-dimensional earth: A finite-difference approach. *Geophysics*, 49, 870-894.
- Oristaglio, M., Spies, B.** [1999]. Three-dimensional electromagnetics. Society of Exploration Geophysicists, 709 p.
- Palacky, G.J.** [1976]. Use of decay patterns for the classification of anomalies in time-domain AEM measurements. *Geophysics*, 41, 1031-1041.

- Palacky, G.J.** [1988]. Resistivity characteristics of geologic targets. Nabighian, M.N., (Ed.), Electromagnetic methods in applied geophysics, Society of Exploration Geophysicists, 1, 53-129.
- Palacky, G.J., West, G.F.** [1991]. Airborne electromagnetic methods. Nabighian, M.N. (Ed.), Electromagnetic methods in applied geophysics, Society of Exploration Geophysicists, 2, part B, 811-879.
- Pavlov, D.A., Zhdanov, M.S.** [2001]. Analysis and interpretation of anomalous conductivity and magnetic permeability effects in time domain electromagnetic data. Part I: Numerical modeling. Journal of Applied Geophysics, 46, 217-233.
- Pfaffhuber, A.A., Monstad, S., Rudd, J.** [2009]. Airborne electromagnetic hydrocarbon mapping in Mozambique. Exploration Geophysics, 40, 1-9.
- Pomerol, B.** [1988]. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Courtenay (366), BRGM, Orléans.
- Pomerol, B.** [1989]. Notice de la carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Courtenay (366), BRGM, Orléans, 47 p.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T.** [1992]. Numerical recipes in C: the art of scientific computing, Second ed. Cambridge University Press, 1018 p.
- Price, M., Downing, R.A., Edmunds, W.M.** [1993]. The chalk as an aquifer. Downing, R.A., Price, M., Jones, G.P. (Eds.), The hydrogeology of the chalk of North-West Europe, Oxford University Press Inc., 35-58.
- Quesnel, F.** [1997]. Cartographie numérique en géologie de surface – Application aux altérites à silex de l’ouest du Bassin de Paris. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 428 p.
- Quine, M., Bosence, D.** [1991]. Stratal geometries, facies and sea-floor erosion in Upper Cretaceous chalk, Normandy, France. Sedimentology, 38, 1113-1152.
- Reid, J., Viezzoli, A.** [2007]. High-resolution near surface airborne electromagnetics – SkyTEM survey for uranium exploration at Pells Range WA. 19th International Geophysical Conference and Exhibition, Australian Society of Exploration Geophysicists, Extended abstract.
- Reid, J., Fitzpatrick, A., Godber, K.** [2010]. An overview of the SkyTEM airborne EM system with Australian examples. PREVIEW, 26-37.
- Remis, R.F., Van den Berg, P.M.** [1997]. A modified Lanczos algorithm for the computation of transient electromagnetic wavefields. IEEE Transactions on Microwave Theory and Techniques, 45, 2139-2149.
- Reninger, P.-A., Martelet, G., Deparis, J., Perrin, J., Chen, Y.** [2011]. Singular value decomposition as a denoising tool for airborne time domain electromagnetic data. Journal of Applied Geophysics, 75, 264-276.

Reninger, P.-A., Martelet, G., Lasseur, E., Beccaletto, L., Deparis, J., Perrin, J., Chen, Y. [2012]. Characterization of a karstic chalk terrain using airborne time domain electromagnetic cross-interpreted with borehole data. Soumis à Journal of Applied Geophysics.

Rigby-Jones, J., Matthews, M.C., McDowell, P.W. [1997]. Electrical resistivity imaging systems for ground investigations, with particular reference to dissolution features in chalk areas. McCann, D.M., Eddleston, M., Fenning, P.J., Reeves, G.M. (Eds.), Modern Geophysics in Engineering Geology. Geological Society Engineering Geology, Special Publications, 12, 235-245.

Robaszynski, F., Alcaydé, G., Amédéo, F., Badillet, G., Damotte, R., Foucher, J.C., Jardiné, S., Legoux, O., Manivit, H., Monciardini, E., Sornay, J. [1982]. Le Turonien de la région-type : Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sédimentologie. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, 6, 119–225.

Roberts, C.L., Lewis, S.G. [1997]. Resistivity sounding: two case studies from the Cretaceous Chalk at Boxgrove, West Sussex and Barnham, Suffolk, UK. McCann, D.M., Eddleston, M., Fenning, P.J., Reeves, G.M. (Eds.), Modern Geophysics in Engineering Geology. Geological Society Engineering Geology, Special Publications, 12, 201-209.

Robins, N.S., Lloyd, J.W. [1975]. A surface resistivity investigation over an area of the English chalk aquifer. Journal of Hydrology, 27, 285-295.

Rowe, J.D., Smith, R.S., Warren, R.K. [1994]. GEOTEM/Aeromagnetic definition of hydrocarbon alteration plumes in Nevada. 64th Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysicists, Extended abstract.

Sattel, D. [2005]. Inverting airborne electromagnetic (AEM) data with Zohdy's method. Geophysics, 70, -G77-G85.

Sattel, D., Reid, J. [2006]. Modelling of airborne EM anomalies with magnetic and electric dipoles buried in a layered earth. Exploration Geophysics, 37, 254-260.

Schamper, C. [2009]. Etude par simulation du suivi d'un réservoir en production par méthodes ElectroMagnétiques. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 210 p.

Sengpiel, K.P. [1986]. Groundwater prospecting by multifrequency airborne electromagnetic techniques. Palacky, G.J. (Ed.), Airborne resistivity mapping, Geological Survey of Canada, paper 86-22, 131-138.

Shalley, M.J., Harvey, T.V. [1992]. Geophysical responses of the HYC deposit. Exploration Geophysics, 23, 299-304.

Sheard, S.N., Ritchie, T.J., Christopherson, K.R., Brand, E. [2005]. Mining, environmental, petroleum, and engineering industry applications of electromagnetic techniques in geophysics. Surveys in Geophysics, 26, 653-669.

- Singer, B.S.** [2008]. Electromagnetic integral equation approach based on contraction operator and solution optimization in Krylov subspace. *Geophysical Journal International*, 175, 857-884.
- Smith, R.S.** [1994]. International workshop on AEM methods. *The Leading Edge*, 13, 198-202
- Smith, R.S.** [2001]. On removing the primary field from fixed-wing time-domain airborne electromagnetic data: Some consequences for quantitative modeling, estimating bird position, and detecting perfect conductors. *Geophysical Prospecting*, 49, 405-416.
- Smith, R.S., Annan, A.P., Lemieux, J., Pedersen, R.N.** [1996]. Application of a modified GEOTEM system to reconnaissance exploration for kimberlites in the Point Lake area, NWT, Canada. *Geophysics*, 61, 82-92.
- Smith, R.S., Keating, P.B.** [1996]. The usefulness of multicomponent, time-domain airborne electromagnetic measurements. *Geophysics*, 61, 74-81.
- Smith, R.S., Annan, A.P.** [1997]. Advances in airborne time-domain EM technology. Gubins, A.G. (Ed.), *Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, 497-504.
- Smith, R.S., Annan, A.P.** [1998]. The use of B-field measurements in an airborne time-domain system: Part I. Benefits of B-field vs dB/dt data. *Exploration Geophysics*, 29, 24-29.
- Smith, R.S., Annan, A.P.** [2000]. Using an induction coil sensor to indirectly measure the B-field response in the bandwidth of the transient electromagnetic method. *Geophysics*, 65, 1489-1494.
- Smith, R.S., Chouteau, M.** [2006]. Combining airborne electromagnetic data from alternating flight directions to form a virtual symmetric array. *Geophysics*, 71, G35-G41.
- Sørensen, K.I., Auken, E., Thomsen, P.** [2000]. TDEM in groundwater mapping – a continuous approach. *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, Environmental and Engineering Geophysical Society, Proceeding.
- Sørensen, K.I., Auken, E.** [2004]. SkyTEM – a new high-resolution helicopter transient electromagnetic system. *Exploration Geophysics*, 35, 191-199.
- Sørensen, K.I., Sørensen, B., Christiansen, A.V., Auken, E.** [2004]. Interpretation of hydrogeophysical survey – data from the high-resolution SkyTEM system. 10th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Near Surface, Extended abstract.
- Sørensen, K.I., Auken, E., Christensen, N.B., Pellerin, L.** [2005]. An integrated approach for hydrogeophysical investigations: new technologies and a case history. Butler, D.K. (Ed.), *Near-Surface Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, part 2, 22 p.
- Sperling, C.H.B., Goudie, A.S., Stoddart, D.R., Poole, G.G.** [1977]. Dolines of the Dorset Chalklands and other areas in southern Britain. *Transactions of the Institute of British Geographers*, NS2, 205-223.

- Spies, B.R.** [1988]. Local noise prediction filtering for central induction transient electromagnetic sounding. *Geophysics*, 53, 1068-1079.
- Spies, B.R.** [1989]. Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *Geophysics*, 54, 872-888.
- Spies, B.R., Frischknecht, F.C.** [1991]. Electromagnetic sounding. Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, 2, part A, 285-425.
- Stephan, A., Strack, K.M.** [1991]. A simple approach to improve the S/N ratio for TEM data using multiple receivers. *Geophysics*, 56, 863-869.
- Steuer, A., Siemon, B., Auken, E.** [2009]. A comparison of helicopter-borne electromagnetics in frequency- and time-domain at the Cuxhaven valley in northern Germany. *Journal of Applied Geophysics*, 67, 194-205.
- Strack, K.M., Hanstein, T.H., Eilenz, H.N.** [1989]. LOTEM data processing for areas with high cultural noise levels. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 53, 261-269.
- Street, G.J.** [1992]. Airborne geophysical surveys – applications in land management. *Exploration Geophysics*, 23, 333-337.
- Streich, R.** [2009]. 3D finite-difference frequency-domain modeling of controlled-source electromagnetic data: direct solution and optimization for high accuracy. *Geophysics*, 74, F95-F105.
- Šumanovac, F., Weisser, M.** [2001]. Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karst terrains. *Journal of Applied Geophysics*, 47, 13-28.
- Surlyk, F.** [1997]. A cool-water carbonate ramp with bryozoan mounds: late Cretaceous- Danian of the Danish Basin. James, N.P., Clarke, J.A.D. (Eds.), *Cool-Water carbonates*, 56. SEPM Special Publication, 293-307.
- Surlyk, F., Dons, T., Clauss, C.K., Higham, J.** [2003]. Upper Cretaceous. Evans, D., Graham, C., Armour, A., Bathurst, P. (Eds.), *The Millenium Atlas: Petroleum Geology of the Central and Northern North Sea*, Geological Society, 213-233.
- Surlyk, F., Lykke-Andersen, H.** [2007]. Contourite drifts, moats and channels in the Upper Cretaceous chalk of the Danish Basin. *Sedimentology*, 54, 405-422.
- Svilans, M.** [2006]. Quantitative interpretation of responses of helicopter-borne concentric loop EM geophysical survey systems. Thesis, University of Carleton, 108 p.
- Szarka, L.** [1988]. Geophysical aspects of man-made electromagnetic noise in the earth – a review. *Surveys in Geophysics*, 9, 287-318.
- Tarantola, A.** [2005]. *Inverse problem theory*. Society for Industrial and Applied Mathematics, 358 p.

- Tartaras, E., Zhdanov, M.S., Wada, K., Saito, A., Hara, T.** [2000]. Fast imaging of TDEM data based on S-inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 43, 15-32.
- Teatini, P., Tosi, L., Viezzoli, A., Baradello, L., Zecchin, M., Silvestri, S.** [2011]. Understanding the hydrogeology of the Venice lagoon subsurface with airborne electromagnetics. *Journal of Hydrology*, 411, 342-354.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E.** [1990]. *Applied geophysics*, Second Edition. Cambridge University Press, 828 p.
- Thomson, S.J.** [1987]. A new airborne transient EM system. 40th meeting, European Association of Exploration Geophysicists, Abstract.
- Thomson, S., Fountain, D., Watts, T.** [2007]. Airborne geophysics – evolution and revolution. Milkereit, B., (Ed.), *Proceedings of Exploration 07: 5th Decennial International Conference on Mineral Exploration*, 19-37.
- Tikhonov, A.N., Arsenin, V.Y.** [1977]. *Solution of ill-posed problems*. Winston and Sons (Ed.), 258 p.
- Turner, A.K.** [2006]. Challenges and trends for geological modelling and visualization. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 65, 109-127.
- Um, E.S., Harris, J.M., Alumbaugh, D.L.** [2010]. 3D time-domain simulation of electromagnetic diffusion phenomena: a finite-element electric field approach. *Geophysics*, 75, F115-F126.
- Vallée, M.A., Smith, R.S.** [2009a]. Application of Occam's inversion to airborne time-domain electromagnetics. *Geophysics*, 28, 284-287.
- Vallée, M.A., Smith, R.S.** [2009b]. Inversion of airborne time-domain electromagnetic data to a 1D structure using lateral constraints. *Near Surface Geophysics*, 7, 63-71.
- Valois, R., Camerlynck, C., Dhemaied, A., Guerin, R., Hovhannissian, G., Plagnes, V., Rejiba, F., Robain, H.** [2011]. Assessment of doline geometry using geophysics on the Quercy plateau karst (South France). *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 1183–1192.
- Van der Berg, P.M., Abubakar, A., Habashy, T.M.** [2008]. An efficient 3D integral equation method for computation of electromagnetic wavefields in a layered configuration containing inhomogeneous object. *PIERS Online*, 4, 615-620.
- Viezzoli, A., Christiansen, A.V., Auken, E., Sørensen, K.** [2008]. Quasi-3D modeling of airborne TEM data by spatially constrained inversion. *Geophysics*, 73, F105-F113.
- Viezzoli, A., Tosi, L., Teatini, P., Silvestri, S.** [2010]. Surface water –groundwater exchange in transitional coastal environments by airborne electromagnetics: the Venice lagoon example. *Geophysical Research Letters*, 37, L01402, 6 p.

- Vittecoq, B., Deparis, J., Auken, E., Nehlig, P., Perrin, J., Puvilland, P., Martelet, G.** [2011]. Buried valleys revealed by helicopter borne transient electromagnetic and hydrogeological implications : example of the volcanic island of Mayotte. Annual meeting, The Geological Society of America, Abstract.
- Vouillamoz, J.M., Legchenko, A., Albouy, Y., Bakalowicz, M., Baltassat, J.M., Al-Fares, W.** [2003]. Localization of saturated karst aquifer with magnetic resonance sounding and resistivity imagery. *Ground Water*, 41, 578-586.
- Vrbancich, J.** [2009]. An investigation of seawater and sediment depth using prototype airborne electromagnetic instrumentation system – a case study in Broken Bay, Australia. *Geophysical Prospecting*, 57, 633-651.
- Vrbancich, J., Fullagar, P.K.** [2007]. Improved seawater depth determination using corrected helicopter time-domain electromagnetic data. *Geophysical Prospecting*, 55, 407-420.
- Waltham, T., Bell, F., Culshaw, M.** [2005]. Sinkholes and subsidence: karst and cavernous rocks in engineering and construction. Springer, 382 p.
- Wang, T., Hohmann, G.W.** [1993]. A finite-difference, time-domain solution for three-dimensional electromagnetic modeling. *Geophysics*, 58, 797-809.
- Wannamaker, P.E., Hohmann, G.W., San Filippo, W.A.** [1984]. Electromagnetic modeling of three-dimensional bodies in layered earths using integral equations. *Geophysics*, 49, 60-74.
- Ward, S.H., Hohmann, G.W.** [1988]. Electromagnetic theory for geophysical applications. Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, 1, 131-311.
- Weaver, J.T.** [1971]. The general theory of electromagnetic induction in a conducting half-space. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 22, 83-100.
- Webb, M., Rohrlach, B.** [1992]. The Walford Creek prospect – an exploration overview. *Exploration Geophysics*, 23, 407-412.
- Wilson, G.A., Raiche, A.P., Sugeng, F.** [2006]. 2.5D inversion of airborne electromagnetic data. *Exploration Geophysics*, 37, 363-371.
- Wolfgram, P., Karlik, G.** [1995]. Conductivity-depth transform of GEOTEM data. *Exploration Geophysics*, 26, 179-185.
- Won, I.J., Smits, K.** [1986]. Application of the airborne electromagnetic method for bathymetric charting in shallow oceans. Palacky, G.J. (Ed.), *Airborne resistivity mapping*, Geological Survey of Canada, paper 86-22, 99-104.

- Wyns, R., Baltassat, J.M., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J., Mathieu, F.** [2004]. Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175, 21-34.
- Yang, D., Oldenburg, D.W.** [2012]. Practical 3D inversion of large airborne time domain electromagnetic data sets. 22nd International Geophysical Conference and Exhibition, Australian Society of Exploration Geophysicists, Extended abstract.
- Yegorov, I.V.** [2009]. 3-D numerical modeling of an electromagnetic field in geoelectrics using the Trefftz method. *Izvestiya Physics of the Solid Earth*, 45, 812-821.
- Zhdanov, M.S.** [1999]. Electromagnetic migration. K.K Roy, S.K. Verma, K. Mallick (Ed.), *Deep electromagnetic exploration*, Springer-verlag, Narosa Publishing House, 283-298.
- Zhdanov, M.S.** [2010]. Electromagnetic geophysics: notes from the past and the road ahead. *Geophysics*, 75, 75A49-75A66.
- Zhdanov, M.S., Pavlov, D.A.** [2001]. Analysis and interpretation of anomalous conductivity and magnetic permeability effects in time domain electromagnetic data. Part II: $S\mu$ -inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 46, 235-248.
- Zhdanov, M.S., Tartaras, E.** [2002]. Three-dimensional inversion of multitransmitter electromagnetic data based on the localized quasi-linear approximation. *Geophysical Journal International*, 148, 506-519.
- Zhdanov, M.S., Chernyavskiy, A.** [2004]. Rapid three-dimensional inversion of multi-transmitter electromagnetic data using the spectral Lanczos decomposition method. *Inverse Problems*, 20, S233-S256.
- Zhou, W., Beck, B.F., Adams, A.L.** [2002]. Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. *Environmental Geology*, 42, 922-928.

Méthodologie d'analyse de levés électromagnétiques aéroportés en domaine temporel pour la caractérisation géologique et hydrogéologique

Cette thèse doctorale aborde divers aspects méthodologiques de l'analyse de levés électromagnétiques aéroportés en domaine temporel (TDEM) pour une interprétation détaillée à finalités géologique et hydrogéologique. Ce travail s'est appuyé sur un levé réalisé dans la région de Courtenay (Nord-Est de la région Centre) caractérisée par un plateau de craie karstifiée (karst des Trois Fontaines) recouvert par des argiles d'altération et des alluvions.

Tout d'abord, une méthode de filtrage des données TDEM utilisant la Décomposition en Valeurs Singulières (SVD) a été développée. L'adaptation rigoureuse de cette technique aux mesures TDEM a permis de séparer avec succès les bruits, qui ont pu être cartographiés, et le « signal géologique », diminuant grandement le temps nécessaire à leur traitement. De plus, la méthode s'est avérée efficace pour obtenir, rapidement, des informations géologiques préliminaires sur la zone. Ensuite, une analyse croisée entre le modèle de résistivité obtenu en inversant les données filtrées et les forages disponibles a été effectuée. Celle-ci a mené à une amélioration de la connaissance géologique et hydrogéologique de la zone. Une figure d'ondulation, séparant deux dépôts de craie, et le réseau de failles en subsurface ont pu être imagés, apportant un cadre géologique au karst des Trois Fontaines. Enfin, une nouvelle méthode combinant l'information aux forages et les pentes issues du modèle de résistivité EM a permis d'obtenir un modèle d'une précision inégalée du toit de la craie.

L'ensemble de ces travaux fournit un cadre solide pour de futures études géo-environnementales utilisant des données TDEM aéroportées, et ce, même en zone anthropisée.

Mots clés : TDEM aéroporté, HTEM, filtrage, débruitage, SVD, craie, karst, modélisation géologique

Methodology of analysis of airborne time domain electromagnetic surveys for geological and hydrogeological characterization

This PhD thesis addresses various methodological aspects of the analysis of airborne Time Domain ElectroMagnetic (TDEM) surveys for a detailed interpretation in geological and hydrogeological purposes. This work was based on a survey conducted in the region of Courtenay (north-east of the Région Centre, France) characterized by a plateau of karstified chalk (karst des Trois Fontaines) covered by weathering clays and alluvium.

First, a TDEM data filtering method using the Singular Value Decomposition (SVD) was developed. The rigorous adaptation of this technique to TDEM data has successfully separated the noise, which was mapped, and the “geological signal”, greatly reducing the time required for processing. Furthermore, the method has proved to be effective to obtain quick preliminary geological information on the area. Then, a cross analysis between the resistivity model obtained by inverting the filtered data and the available boreholes was conducted. This has led to the improvement of the geological and hydrogeological knowledge of the area. An undulating feature, separating two chalk deposits, and a fault network were imaged in subsurface, providing a geological framework for the Trois Fontaines karst. Finally, a new 3D modelling method combining the information at boreholes and the slopes derived from the EM resistivity model yielded an accurate model of the top of the chalk.

All of this work provides a solid framework for future geo-environmental studies using airborne TDEM data, even in anthropized area.

Keywords: airborne TDEM, HTEM, filtering, denoising, SVD, chalk, karst, geological modelling



Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO)
1A, rue de la Férollerie, 45071 Orléans cedex 2



Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)
3, avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans cedex 2

